UNIVERSIDAD AUTONOMA DE MADRID

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA

MADRID, CURSO 2007-2008

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA): ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

Tesis Doctoral que presenta
Carlos Arteaga Cardineau

VOLUMEN I

Dirigida por el Profesor Doctor
D. **Juan Antonio González Martín**

PRÓLOGO Y AGRADECIMIENTOS:

Antes de iniciar esta síntesis investigadora de los últimos nueve años, me veo obligado a contar una historia íntimamente ligada a lo que fui, a lo que soy y a lo que siempre seré.

Quizás, muchas de las Tesis existentes en Geografía, nacen del diseño, la planificación y el interés científico compartido de dos personas, cuanto menos, (el tutor y el discípulo) por un territorio en concreto. Otras, se encuentran vinculadas de alguna forma al doctorando bien porque le gusta una región determinada, fue su lugar de vacaciones o cualquier otro motivo que implica que éste, después de dialogar con su tutor y observar el interés que pueda tener este espacio, lleguen a la conclusión de que merezca su estudio. Mi Tesis es de estas últimas.

Hace muchos años, mi abuelo (D.Francisco de Asís Arteaga) tuvo un problema de salud que, entonces, era prácticamente incurable. Él, nacido en una zona más bien montañosa, en la pequeña localidad de Rasines (Cantabria), ubicada en el hermoso marco del valle del Asón, llevaba tiempo viviendo en Madrid y decidió comprar una villa en la ría de Pas o de "Mogro", como lugar de retiro. Muy posiblemente, fueran las maravillosas vistas de aquel salón chapado en madera los principales responsables de una atracción a un paisaje salvaje e indomable como el existente en el estuario del Pas. Su belleza resalta aún más si cabe, si al observar hacia oriente se aprecia la silueta doblemente picuda del "centinela", del guardián permanente: el monte "La Picota". Todo queda rematado de forma incomparable ante cualquier ojo sensible a la naturaleza, por la prolongación arenosa de Liencres, el cual, se asemeja a un brazo que intenta "atrapar" y "confinar" al río Pas. "La Picota", no quiere dejarle marchar. No me extraña que mi abuelo decidiera quedarse en este escenario lleno de color, formas y vida. Yo ya no sé si fue la medicina o este paraje las que le salvaron de una muerte segura. Lo que sí reconozco, es que eso unió para siempre su vida al río Pas y, con el tiempo, también es el primer responsable de que hoy presente esta investigación. Al mes de mi nacimiento (aunque esto ocurriera en Madrid), ya estaba acunado en "Villa Araceli" (como así se llama la casa, en honor a mi abuela), en el denominado "Pueblo del Sol", un hermoso nombre para que un hombre renazca. Desde mi niñez, todos los años volvía con mis padres y mis hermanos a Mogro para ver a mis abuelos y disfrutar, como no, de esta extraordinaria región como es Cantabria. Crecí viendo y "bebiendo" el Pas. En efecto, abrir el grifo en la mayoría de los hogares de Cantabria supone extraer agua al río. Luego éste da vida más allá de su propia cuenca. Pero, siguiendo con la historia, debo señalar que es en mi adolescencia cuando empiezo a ver el Pas con otros ojos. Mis padres ya me habían enseñado a amar y disfrutar de la naturaleza, pero mi abuelo ejercerá de "*cicerone*" y, a través de pequeñas escapadas que realizábamos juntos, me fue enseñando "sus lugares" más queridos. De tal forma, que yo también comencé a hacerlos míos y, además, pude descubrir otros que a su vez, mostré a mi abuelo. Quizás algunos de los momentos más hermosos de mi vida debo situarlos en esa época. Quiero compartir uno de ellos. Una tarde, tras obtener mi permiso de conducir, salimos en prácticas por los acantilados próximos a Liencres, en la margen izquierda del Pas, paraje denominado de "Las Lanchas". Era una tarde de Agosto, cálida y faltaba poco para que despuntara el ocaso. Al llegar al acantilado por un maltrecho camino de tierra y barro, paramos el coche y nos bajamos. El mar traía olas de cierta envergadura y sacudía violentamente los recios escarpes calizos. Y, como si fuera fruto de magia, empezó a

"nevar" espuma del cielo. Ésta, procedía de ese batir del oleaje. En muy poco tiempo, los dos estábamos totalmente cubiertos de ella. Ese día, nací como geógrafo.

Mi primer agradecimiento debo realizarlo por multitud de motivos a mi familia:

En especial, a *mi abuelo* por todo lo explicado con anterioridad y al que dedico esta Tesis con todo el cariño que un nieto puede ofrecer a su abuelo.

También debo agradecer *a mi abuela*, por su gran ayuda y cariño y, también, por esos años de niñez y adolescencia vividos tan felices en Mogro.

A mi tía María Teresa que en paz descanse, sus ánimos en las fases iniciales de la Tesis los llevaré siempre conmigo.

A mi tía Rosa, a la cual tengo tanto que agradecerla en "todo" y a la que sólo puedo de calificarla cuanto menos de auténtico "Ángel de la Guarda": compañía, apoyo moral y consuelo en los peores momentos. Y, también, por prestarme aquel Citröen AX que sobrevivió a tantos "impracticables" caminos en el valle del Pas.

A mi padre que, sin sus extraordinarios conocimientos y tenaz esfuerzo en resolver todos los aspectos informáticos de esta Tesis, muchos de los objetivos, gráficos, cálculos, más otros avatares de esta índole tecnológica, no se podrían haber incorporado. Con todo mi cariño, gracias.

A mi madre, de la cual no me salen palabras de elogio suficientes para recompensarla del amor, apoyo en todos los ámbitos posibles y, sobre todo, la extraordinaria paciencia que sólo una madre puede tener cuando una Tesis dura casi nueve años interminables y, cuando la casa ha sido tomada en todos sus rincones por la ciencia.

A mi *novia Marta*, su comprensión en mis huidas a la "tierruca" el cariño y la paz que siempre me ha transmitido han sido claves para "no perder el norte" en multitud de ocasiones.

A mis hermanos Javier y Francisco, gracias por tantos buenos momentos de diversión en el Pas y en otros lugares.

A mis primos y tíos: Joaquín, Conchita, María, Joaquín Jr., Fran y Bea, que me han hospedado y acompañado en más de una ocasión y, cuya compañía en Cantabria siempre ha sido más que un "placer".

A *mí querido Álvaro,* que más que un amigo es un hermano y que en tantas ocasiones ha ejercido de fotógrafo para la Tesis.

En el ámbito académico debo igualmente recordar a personas que me han acompañado y ayudado en estos años:

En especial, a la profesora *Dra. Blanca Tello*, Directora del Laboratorio de Geografía Física de la U.A.M. que, desde el primer día, no sólo me puso a su disposición este espacio de investigación que a día de hoy es como mi segunda casa, sino que siempre

me ha transmitido su cariño y paciencia además de una profunda motivación para llevar esta Tesis a buen término.

A las profesoras *Dra. Concha Fidalgo y Dra. Encarna Galán* de la U.A.M. cuya amistad y conocimientos siempre me han servido de estímulo y gran ayuda.

A la profesora *Dra. Carolina Garmendia,* del Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Cantabria, a la que debo agradecerle tanto sus consejos como una amistad incondicional y, que espero en un futuro, sigamos disfrutando bien sea de este hermoso valle como de muchos otros de la "tierruca".

Al profesor *Dr. José Juan de Sanjosé* y *a D. Luis Fermín Turiel* por todo el apoyo en cuanto a tecnología fotogramétrica y GPS.

A los profesores *Dra. Virginia Rubio* y *Dr. Antonio Fernández*, a los que quiero agradecer tanto sus ánimos como la energía y fuerza que siempre me han transmitido.

A los Catedráticos del Departamento de la U.A.M. Dra. *Concepción Camarero, Dr. Felipe Fernández, Dr. Antonio Moreno y Dr. Rafael Mata, al igual que a los profesores Dr. Antonio Rodriguez Esteban, Dra. Rosa Cañada, Dra. Elia Canosa, Dra. Ester Sáez, Dr. Paco Feo, Dr. Fernando Moliní y el Dr. Fernando Allende* que se han dedicado todos estos años a recordarme, cada día que han podido, que tenía una Tesis que terminar, constituyendo, sin lugar a dudas, un incentivo para su consecución.

Por el mismo motivo a los profesores del Departamento de Arqueología :*Dr. Ángel Fuentes, Dra. Corina Liessau, Dr. Juán Blánquez,Dra. Lourdes Roldán y Dr. Fernando Prados.*

A los profesores D*ra. Victoria Rivas, Dr. Domingo Rasilla, Dr. Juan Carlos García Codrón, Dr. Juan Carlos Canteras, Dr. Alberto González y Dr. Enrique Francés,* de la Universidad de Cantabria, y a *D.Germán Flor* de la Universidad de Oviedo y al Dr. *Javier Alcántara-Carrió*, compañeros científicos a los que admiro y, que en más de una ocasión me han transmitido sus conocimientos avivando mis ganas de aprender más cada día.

Al Catedrático de la Universidad de Valladolid, D. Enrique Serrano que me inició en la Geomorfología de Cantabria ayudando en esos primeros momentos iniciales de investigación.

Al prestigioso y recientemente fallecido profesor Dr. *Roland Paskoff de* la Universidad de Lyon, el cual, me alentó a que siguiera dedicándome a la investigación.

Al *Dr. Paolo Pirazzoli* eminente profesor de la Universidad de Caen, persona que se dejó secuestrar en un congreso de climatología en Santander hace unos años y, con el que pude compartir mis preocupaciones con las "rasas" y el "Cambio climático" mientras disfrutábamos de una hermosa mañana en el arenal de Liencres.

Debo mencionar a *Pilar González,* secretaria del Departamento y que comparte conmigo el amor a Cantabria, su ayuda en labores burocráticas ha supuesto que sean mucho menos amargas de lo que suelen ser.

También quisiera expresar mi gratitud a la Dra. Rosario Giménez del Dpto. de Química Agrícola de la U.A.M, gracias a ella se han podido realizar analíticas de gran valor para el desarrollo y objetivos de esta Tesis.

Debo agradecer a todos aquellos amigos y compañeros de Departamento que han servido de compañía no sólo en las noches frías de Cantabria sino en multitud de ocasiones y, con los cuales, he disfrutado ciencia y ocio: José Antonio, José Luís, Juan Vázquez, Graciela, Marta Angulo, Marta Pérez, Pedro, Fabia, Olivia Calabria, Adela, Kathy, Pátrick y Maca, Marga, Celia, Eva Gascón, Sara y Sergio, Rubén y Maribel, Cristina, Raúl y Rocío, Carmen y Rolando, Paula, Sandra y tantos otros. A todos, muchas gracias por vuestra amistad.

Destacar en especial a Miguel Sevilla, quien expuso su salud en una ocasión para obtener muestras en las aguas contaminadas del Pas, al igual, que soportó estoicamente durante más de cuatro horas las radiaciones solares en un lugar muy expuesto para que no nos robaran la estación total del GPS.

Gracias a Francisco Javier Lorente, compañero de viaje fiel y cuya amistad, que no tiene precio, es una suerte para cualquier amigo.

A mis "mariachis" Eva y Eduardo, queridísimos amigos y con los que he compartido tantas horas de guitarra junto a la chimenea de "Villa Araceli".

También agradecer a los becarios del Laboratorio de Geografía Física: Alicia Vadillo y Fernando Santacecilia, que han ayudado especialmente en la fase final de esta Tesis con la logística y siempre, con una sonrisa. Es un placer compartir este laboratorio con ellos.

También debo mencionar a los pobladores del Pas, auténticos conocedores del medio en el que viven y que a pesar de su "carácter serio" e "irónico" por lo general, muestran una extremada sensibilidad y amor a su valle: Alfredo y Alejandro de la Asociación de Vecinos de Renedo, a Oscar y Mariano de Mortera Verde, Jesús Mojas de Costa Quebrada, a José Gomez y Luis Ángel de la asociación de Pescadores de Pas-Pisueña, a Pedro Pablo Revuelta, auténtico compañero de frustraciones y victorias, a Concha y Miguel que en más de una ocasión me acogieron como a un hijo; a Julio y a Rafa, marinero del Pas y que ayudó con su barca en más de una ocasión para la toma de medidas; a Eduardo López del Archivo del Puerto de Santander y con el que disfruté tantas horas de tertulia sobre el mar; a Epifanio y Anselmo, fieles Guardas de Liencres y del Río Pas.

También debo hacer mención a la Fundación Marcelino Botín que financió durante dos años esta Tesis y, de forma muy especial a Dña. Esperanza Botella y a Dña. Eva Fernández Ortiz, siempre que paseo por el Pas recuerdo su apoyo que, siempre que lo he necesitado, lo he tenido.

Y, por último, dejo el agradecimiento final a la persona que ha canalizado, y guiado esta Tesis, que se ha comportado no sólo como un Tutor, sino como un hermano, amigo y en todo lo que yo necesitaba "fuera" lo que "fuera", del que he aprendido prácticamente todo lo que sé en Geografía, e incluso, más allá de la ciencia. En definitiva a alguien cuya valía humana y científica enriquece no sólo a esta Universidad Autónoma sino a la

de este País, al profesor Dr. Juan Antonio González. Gracias por su entrega total e incondicional y, por la confianza que siempre ha depositado en mí. Espero gozar de su amistad y presencia siempre. Él sabe que siempre estaré allí dónde y cuando me necesite.

Todas estas personas, que no son pocas, forman parte de la "biografía" de esta Tesis y, como si de gotas de agua se trataran han conformado un río tan vivo como el Pas y, aunque muchas de ellas no se conozcan tienen algo que las une: el Pas, mi agradecimiento y mi admiración.

A todos gracias.

VOLUMEN I

INDICE **Pág.**

INTRODUCCIÓN. ……..…….…. **1**

CAPÍTULO I:
PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DEL ESPACIO GEOGRÁFICO DE LA CUENCA DEL PAS. **4**

1.1.- EL RELIEVE Y LAS FORMAS DE MODELADO. ..…….. **6**

1.2.-HIDROGRAFÍA. ……... **12**

1.3.- EL MEDIO BIOCLIMÁTICO. …….. **13**

1.3.1.- RASGOS CLIMÁTICOS. ……... **13**

1.3.2.-ASPECTOS BIOGEOGRÁFICOS, USOS DEL SUELO Y PAISAJE EN LA CUENCA DEL PAS. …… **21**

1.3.2.1.- Las cubiertas vegetales. …… **21**
1.3.2.2.- Formaciones edáficas. …….. **26**
1.3.2.3.- Los usos del suelo. ……. **28**
1.3.2.4.- La fauna de la cuenca del Pas. …… **30**
1.3.2.5.- Breve síntesis del Paisaje cultural. ……... **33**
1.3.2.6.- Figuras de Protección. …….. **36**

1.4.- ALGUNOS ASPECTOS HISTÓRICOS. ……... **37**

1.5.-ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS GENERALES. **43**

CAPÍTULO II :
OBJETIVOS Y METODOLOGÍA. …….. **46**

2.1.- OBJETIVOS. …… **46**

2.2.- METODOLOGÍA. …… **47**

2.2.1.- TRABAJOS DE CAMPO. …… **51**

2.2.2.- TÉCNICAS DE LABORATORIO. ……..... **59**

2.2.2.1.- Morfometría. ……. **59**
2.2.2.2.- Análisis granulométrico de sedimentos finos (arenas y limos). …….. **60**
2.2.2.3.- El análisis morfoscópico de los granos. ……... **61**
2.2.2.4.- Difracción de Rayos-X. …… **62**

Pág.

2.2.2.5.- Análisis de elementos químicos mayoritarios (análisis de la mineralogía y de la contaminación). …….. **62**
2.2.2.6.- Análisis de contaminantes en la "ictiofauna". …… **66**
2.2.2.7.- Análisis de metales pesados disueltos en el agua. …… **68**

2.2.3.- PROCEDIMIENTOS FOTOGRAMÉTRICOS. ……... **69**

2.2.3.1.- Fotogrametría convencional. …… **73**
2.2.3.2.- Apoyo fotogramétrico de campo. El empleo del GPS. ... **74**
2.2.3.3.- Fotogrametría de objeto cercano con el programa CDW. ……... **76**
2.2.3.4.- Medidas en la "Duna Móvil central" de Liencres. … **78**

2.2.4.- MÉTODOS APLICADOS AL ANÁLISIS DE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN. ……. **79**

2.2.4.1.- Fuentes documentales y bibliografía. ……... **79**
2.2.4.2.- Variables estadísticas obtenidas y analizadas. …… **80**
2.2.4.3.- Métodos estadísticos: el análisis climático y del caudal por el método de Gumbel. ……... **84**

2.2.5.- TRABAJO DE GABINETE. ……..... **88**

CAPÍTULO III :
EL MARCO MORFOESTRUCTURAL DONDE SE LOCALIZA LA CUENCA MEDIA Y BAJA DEL VALLE DEL PAS. ……... **89**

3.1.- LOS ROQUEDOS DE LA CUENCA MEDIA Y BAJA. …….. **89**

3.1.1.- LAS "CALIZAS DE MONTAÑA" DEL PALEOZOICO. ... **91**

3.1.2.- CONGLOMERADOS Y ARENISCAS TRIÁSICAS: LAS FACIES "*BUNTSANDSTEIN*". …… **93**

3.1.3.- ARCILLAS Y YESOS: LAS FACIES "*KEUPER*"……. **94**

3.1.4.- CALIZAS Y DOLOMÍAS JURASICAS. ……. **96**

Pág.

3.1.5.- LOS MATERIALES DETRÍTICOS DE LAS "FACIES "*PURBECK*" (JURÁSICO SUPERIOR) Y "*WEALD*" (CRETÁCICO INFERIOR). ……..... **97**

3.1.6.- CALIZAS ARRECIFALES DEL CRETÁCICO INFERIOR.. **100**

3.1.7.- LIMOS, ARCOSAS Y CALCARENITAS DEL CRETÁCICO MEDIO. …….. **101**

3.1.8.- CALCARENITAS Y MOLASAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR. ……..... **101**

3.1.9.- MARGAS, CALIZAS ARCILLOSAS Y ARENOSAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR. …… **101**

3.1.10.- DOLOMÍAS Y CALIZAS DEL PALEOCENO Y DEL PALEÓGENO. ……... **102**

3.2.- PRINCIPALES ETAPAS TECTÓNICAS REGISTRADAS EN ESTE SECTOR DE LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA.. **104**

3.3.- UNIDADES MORFOESTRUCTURALES. ……... **105**

3.3.1.- UNIDADES EXISTENTES EN EL TRAMO BAJO Y DESEMBOCADURA. ……... **105**

3.3.1.1- EL HORST SEPTENTRIONAL. …… **105**
3.3.1.2- EL SINCLINAL COLGADO DE SAN ROMÁN. …… **107**
3.3.1.3- EL GRABEN DE GORNAZO-BOÓ. …….. **109**
3.3.1.4- EL HORST MERIDIONAL DE BARCENILLA. ……. **110**

3.3.2.- LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DEL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO-ONTANEDA). …… **111**

3.3.2.1.- La franja cabalgante del Escudo de Cabuérniga. …… **113**
3.3.2.2.- LOS SINCLINALES COLGADOS DEL "ALTO DE CAMPTE" y DEL "CAMPO DE LUNARES-LA CORONILLA". ……... **115**
3.3.2.3.- "PSEUDO-COMBE" DE SANTIURDE DE TORANZO. **116**

Pág.

CAPITULO IV :
EL ESTARIO DEL PAS: RASAS Y ACUMULACIONES DETRÍTICAS UBICADAS EN SUS MÁRGENES. …… **117**

4.1.- SITUACION Y EMPLAZAMIENTO. ……... **117**

4.2.- LAS RASAS. ……..... **118**

4.2.1.- LAS RASAS EMPLAZADAS EN LOS MÁRGENES DEL ESTUARIO DEL PAS: APORTACIONES DE LA DÉCADA DE LOS AÑOS 70 Y 80. ……. **124**

4.2.2.- LOCALIZACIÓN DE LOS CONJUNTOS MORFOLÓGICOS Y DE ACUMULACIONES EN LAS INMEDIACIONES DEL ESTUARIO DEL PAS. ……..... **131**

4.3.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS COSTERAS: REVISIÓN Y ANÁLISIS PERSONAL DE LAS CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS Y SEDIMENTOLOGICAS DE LAS APORTACIONES PRECEDENTES. ……. **138**

4.4.- ACUMULACIONES LOCALIZADAS ENTRE +65-70 M Y +45-50 M SOBRE EL NIVEL DEL MAR. ……..... **147**

4.5.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS GRUESAS EMPLAZADAS EN LAS PROXIMIDADES DE LA BOCANA DEL ESTUARIO ENTRE + 32 M Y +7-10 M. ……..... **164**

4.6- SÍNTESIS DE LAS CONSIDERACIONES GEOMORFOLÓGICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS QUE OFRECEN LOS DEPÓSITOS SITOS EN EL ESTUARIO DEL PAS. ……... **176**

4.7.- HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ESTUARIO DEL PAS EN FUNCIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS. …… **185**

Pág.

CAPÍTULO V:
LA DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA FLUVIAL EN EL VALLE DEL RÍO PAS. …… **198**

5.1- INTRODUCCIÓN. …… **198**

5.2.- CARACTERÍSTICAS DE LA RED FLUVIAL DEL RÍO PAS. **201**

5.3.- EVOLUCIÓN RECIENTE DE LA DINÁMICA FLUVIAL DEL RÍO PAS: MODIFICACIONES INTRODUCIDAS POR LAS ACTUACIONES DE CANALIZACIÓN. ……. **212**

5.3.1. CAMBIOS (RECIENTES) EN LA DINÁMICA DEL RÍO PAS Y PISUEÑA. …… **214**

5.3.2. EL ORIGEN DE LA CANALIZACIÓN. OBRAS EFECTUADAS. …… …… **222**

5.4.- FACTORES HIDRODINAMICOS: CAUDALES Y FILTRACIONES KARSTICAS. ……... **225**

5.4.1.- EL CAUDAL DEL RÍO PAS. ……..... **227**

5.4.2.- CAUDALES APORTADOS POR OTROS TRIBUTARIOS DEL VALLE DEL PAS. ……..... **228**

5.4.3.- LOS ACUÍFEROS. ……..... **230**

5.4.4.- PÉRDIDAS DE CAUDAL ACAECIDAS EN EL LECHO DEL RÍO PAS. ……..... **232**

5.4.5.- LA DINÁMICA FLUVIAL RECIENTE A PARTIR DEL ANALISIS SEDIMENTOLOGICO DE LOS MATERIALES ALUVIALES DEL LECHO. ……. **239**

VOLUMEN II

Pág.

CAPÍTULO VI:
DINÁMICA ACTUAL EN LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS: CARACTERISTICAS DE SU ESTUARIO Y DEL SISTEMA PLAYA-DUNAS DE LIENCRES. …….. **265**

6.1.- INTRODUCCIÓN. ……... **265**

6.2.- DINÁMICA DEL FUNCIONAMIENTO LITORAL EN LAS PROXIMIDADES A LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS. . **267**

6.2.1.- DINÁMICA LITORAL GENERAL Y PRÓXIMA AL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. …… **267**

6.2.1.1.- Morfología de la Playa de Liencres. …… **267**
6.2.1.2- Las corrientes. …… **274**
6.2.1.3 - El oleaje. ……... **276**
6.2.1.4.-El Transporte Litoral. …… **287**
6.2.1.5.- La acción de las mareas y el nivel del mar. …… **288**

6.2.2.- DINÁMICA EN LA LÍNEA DE PLAYA A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LOS SEDIMENTOS. ……... **290**

6.3.- DINÁMICA EÓLICA. ……..... **294**

6.3.1.- APROXIMACIÓN AL FUNCIONAMIENTO EÓLICO EN LIENCRES. ……... **299**

6.4.-DINÁMICA DEL ESTUARIO. …… **301**

6.4.1.- APROXIMACIÓN AL CONCEPTO DE ESTUARIO Y AL PAPEL SEDIMENTARIO DE SUS DINÁMICAS. ……. **301**

6.4.1.1. Tipología de estuarios. ……... **301**
6.4.1.2.- Principales características de los estuarios cantábricos. **312**

6.4.2.- DINÁMICA Y VELOCIDAD DE LAS CORRIENTES: ESQUEMA DE FUNCIONAMIENTO. …… **313**

6.4.2.1.- Análisis de corrientes. …….. **313**
6.4.2.2.- Consideraciones acerca del funcionamiento de las corrientes. ……..... **314**

6.4.3.- DETERMINACIÓN DE LA ONDA DE MAREA. …….. **318**

Pág.

6.4.4.- EVOLUCIÓN Y CAMBIOS RECIENTES DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS ("RÍA DE MOGRO" O "ABRA DEL PAS"). …….. **321**

6.4.4.1.- El estuario en 1956: ("Vuelo americano" escala 1:33.000 aprox.). ……. **323**
6.4.4.2.- El estuario en 1974. …….. **326**
6.4.4.3.- El estuario en 1985. …….. **329**
6.4.4.4.- El estuario en 1988. …….. **331**
6.4.4.5.- El estuario en 1997. …… **333**
6.4.4.6.- Situación del estuario en el año 2001. …….. **336**
6.4.4.7.- Situación del estuario en la actualidad (2007). …… **337**

6.5.- HISTORIA DE LOS IMPACTOS ANTRÓPICOS EN EL SISTEMA DUNAR-ESTUARINO DE LIENCRES:…… **343**

6.5.1- IMPACTOS PRETÉRITOS SOBRE EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ……. **344**
6.5.2.- EFECTOS POTENCIALES DE LA REGRESIÓN DUNAR VINCULADOS A LAS ACTIVIDADES HUMANAS. ……... **349**
6.5.3.- LAS MEDIDAS CORRECTORAS Y DE CONSERVACIÓN. ……..... **351**

CAPÍTULO VII:
EVALUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: DUNAS Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS. ….. **356**

7.1.- ASPECTOS METODOLÓGICOS: ……. **356**

7.2.- ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: …… **359**

7.2.1.- BREVE INTRODUCCIÓN DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA: ……..... **359**

7.2.1.1.- Agentes que intervienen en la génesis de los sistemas dunares: ……... **360**
7.2.1.2.- La génesis de un complejo dunar: …… **362**
7.2.1.3.- Las Morfologías dunares: …….. **363**
7.2.1.4.- El papel de los sistemas dunares en las áreas costeras: La acción defensiva de Liencres. …… **365**

7.2.2.- EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: …….. **366**

Pág.

7.3.- EVALUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR: …… **369**

7.4.- ANÁLISIS DE LAS DUNAS MÁS CARACTERÍSTICAS DE LIENCRES: SEGUIMIENTO Y EVOLUCIÓN. …….. **376**

7.4.1.- "DUNA PIRAMIDAL". …….. **377**

7.4.2.- DUNA MÓVIL DEL "PUNTAL" . …… **389**

7.4.3.- DUNA "MÓVIL CENTRAL" O "LINGÜIFORME" . …….. **395**

7.4.4.- DUNAS PERTENECIENTES A LA MARGEN BAÑADA POR LA RÍA DE MOGRO: ……..... **408**

7.5.- CONSIDERACIONES SOBRE EL SISTEMA DUNAR: ……. **415**

7.6.- ANÁLISIS DEL SISTEMA "*PLAYA-DUNA-ESTUARIO*". …. **417**

7.6.1.- NATURALEZA GRANULOMÉTRICA Y LITOLÓGICA DE LOS SISTEMAS: ……. **417**

7.6.2.- NATURALEZA DE LOS SEDIMENTOS: ……... **428**

7.7- SÍNTESIS INTERPRETATIVA DE LA GRANULOMETRÍA Y MORFOSCOPÍA: EL CICLO DE LAS ARENAS PLAYA-DUNA-ESTUARIO. …….. **430**

CAPÍTULO VIII:
LOS PROCESOS EROSIVOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE LA ROTURA DEL PUNTAL EN 1995. ……... **433**

8.1.- INTRODUCCIÓN A LA EROSIÓN COSTERA. …….. **433**

8.1.1.- CAUSAS NATURALES DE LA EROSIÓN COSTERA. …. **436**

8.1.1.1.- Erosión costera a largo plazo: ……... **436**
8.1.1.2.- Agentes erosivos del litoral. ……... **437**

Pág.

8.1.2.- LA EROSIÓN ANTRÓPICA. ……... **446**

8.2.- BREVE SÍNTESIS DEL BALANCE DE LA EROSIÓN COSTERA EN EL MUNDO. …… **459**

8.3- LA ROTURA DEL "PUNTAL DE LIENCRES" DE 1995. ….. **476**

8.3.1.- PROCESOS QUE INTERVINIERON EL DÍA DE LA ROTURA: ……... **477**

8.3.1.1.-Estudios previos sobre la rotura: ……... **478**
8.3.1.2.- Análisis e interpretación de los factores que intervinieron en la rotura del "Puntal de Liencres": ……. **480**

VOLUMEN III

CAPÍTULO IX:
EL "*CAMBIO CLIMÁTICO*" Y LA SUBIDA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA CUENCA BAJA DEL RÍO PAS: POSIBLES REPERCUSIONES EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. …... **489**

9.1.- SÍNTOMAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL Y PREDICCIONES FUTURAS. …… **490**

9.1.1.- INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA Y OTRAS ANOMALÍAS TÉRMICAS. …… **493**
9.1.2.- VARIACIONES EN EL RÉGIMEN PLUVIOMÉTRICO. .. **494**

9.1.3- OTROS IMPACTOS DERIVADOS DEL "CAMBIO CLIMÁTICO". ……... **502**

9.2.- CAMBIO CLIMÁTICO Y SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR. . **512**

9.2.1.- LOS OCÉANOS Y EL INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA. …… **514**

9.2.2.- PROCESOS DE INCREMENTO DEL NMM DEBIDOS A LA "ISOSTASIA" Y A LOS FENÓMENOS TECTÓNICOS. **517**

9.3.- SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR EN EL CANTÁBRICO: POSIBLES CONSECUENCIAS EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES Y DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS. …… **526**

9.3.1.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA. …… **527**

Pág.

9.3.2.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN CANTABRIA. ……... **533**

9.3.3- FUTURIBLE DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES ANTE EL ASCENSO DEL NMM. ……... **538**

9.4- SÍNTESIS DE LAS CAUSAS DE LA DEGRADACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ……. 545

CAPÍTULO X:
PRINCIPALES PROBLEMAS GEO-AMBIENTALES EN LA CUENCA DEL PAS: IMPACTOS HISTÓRICOS; RIESGOS DE INUNDACIÓN Y CONTAMINACIÓN. …….. 550

10.1.- RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO PAS: ……... 551

10.1.1.- INUNDACIONES HISTÓRICAS: …….. **554**

10.2.- CÁLCULO DEL RIESGO DE INUNDACIÓN: ……. 564

10.2.1.- PERÍODO DE RETORNO: ……. **565**

10.2.2.- TIPOS DE AVENIDAS Y LA CONFLICTIVIDAD DE LOS ARROYOS: ……... **575**

10.3.- CARTOGRAFÍA Y RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO PAS (VARGAS-MOGRO). …… 578

10.4.- LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO): …….. 586

10.5.- EL ESTADO GEOAMBIENTAL DEL RÍO PAS Y SUS ARROYOS. ……... 589

10.5.1- LA CONTAMINACIÓN EN LOS ARROYOS DEL PAS. … **591**

10.5.2.- ANÁLISIS DEL RÍO PAS: ……. **596**

10.5.3.- LA CAMPAÑA DE NITRATOS: ……... **610**

10.5.4.- ANÁLISIS DEL ACUÍFERO COLGADO DE LA PICOTA: **611**

Pág.

10.5.5.-ANÁLISIS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS EN SUELOS DE LA CUENCA DEL PAS. ……... **626**

10.5.5.1- Los primeros resultados, los vertidos externos: la fase de reconocimiento del año 2002: …… **628**

10.5.5.2.- El seguimiento aguas arriba del Pas, los vertidos internos: seguimiento del año 2005. …… **632**

10.6.- COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON OTROS AUTORES: ……..... 634

10.7.- CONSECUENCIAS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS: ……... 639

10.8.-TIPOS DE VERTIDOS EN EL RÍO PAS: ……..... 643

10.8.1.- VERTIDOS AUTOCTONOS. …….. **644**

10.8.2.- CONTAMINACIÓN EXTERNA A LA CUENCA: …… **645**

CAPÍTULO XI:
CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES. ……... **649**

11.1.- EL SISTEMA DUNA-PLAYA DE LIENCRES. ……. 649

11.2.- EL ESTUARIO: ……..... 658

11.3.- CONCLUSIONES SOBRE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN. ……..... 659

11.4.- RESPECTO AL ESTADO GEOAMBINTAL DE LAS AGUAS Y EMISARIOS DEL RÍO PAS. ……... 660

11.5.- RECOMENDACIONES PARA LA GESTIÓN DEL MEDIO FÍSICO DEL ÁREA. ……..... 662

BIBLIOGRAFÍA. ……... 666

VOLUMEN IV

ANEXO DE MAPAS Y DESPLEGABLES:

MAPA-1.

RIESGOS DE INUNDACIÓN: HOJAS 1, 2 Y 3.

MAPA-2.

CONTAMINACIÓN DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

MAPA-3.

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

DESPLEGABLES: Altura máx. Oleaje y velocidad máx. racha de viento.

Año 1995 - HOJA 1.

Año 2000 - HOJA 2.

Año 2001 - HOJA 3.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Pas se ubica en la Comunidad Autónoma de Cantabria y su valle divide el sector oriental del occidental de la misma (Fig. I-1). Esta cuenca tiene unos 640 Km^2 y esconde en el interior de sus valles y de su estuario una abundante y valiosa información del pasado histórico, geográfico y cultural de esta comunidad. Se encuentra limitada al norte por el Mar Cantábrico; al suroeste con el Puerto del Escudo; al sureste con la provincia de Burgos por mediación de una serie de elevaciones montañosas denominadas "*Montes de Pas*"; al este con el valle del río Miera; y, finalmente, al oeste, con el del río Besaya.

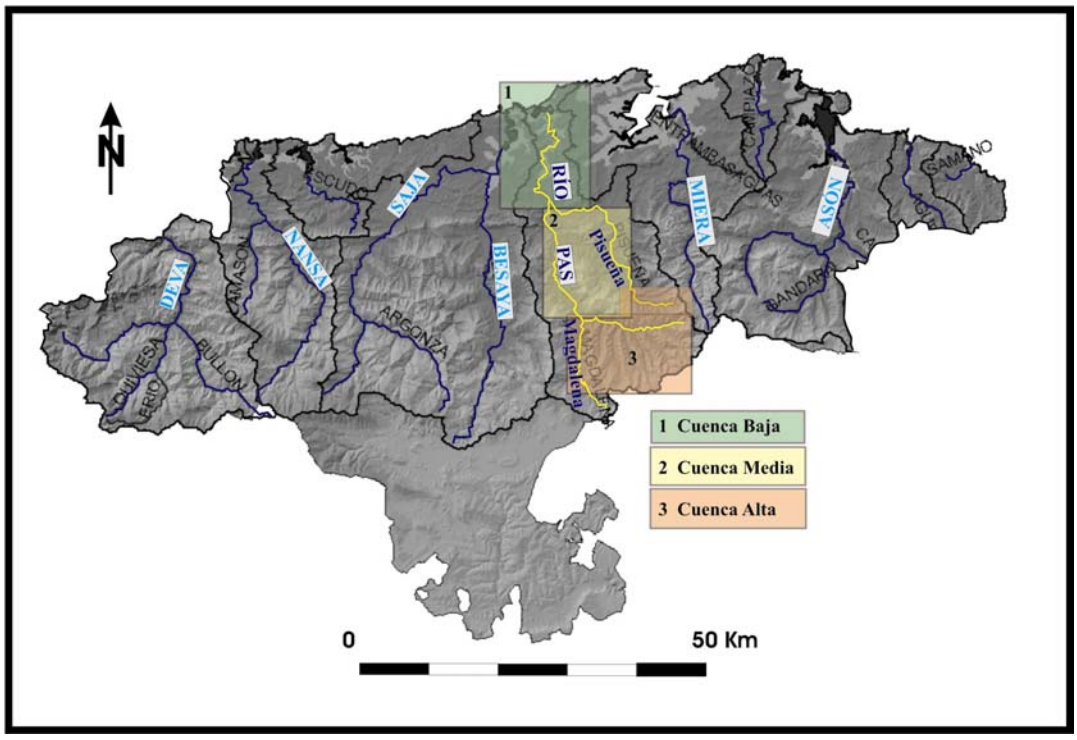


Fig. I-1.- Localización de la Cuenca del río Pas.

Antes de proseguir, es necesario puntualizar ciertos aspectos relacionados con la toponimia y que han obligado a que en el título de esta Tesis se utilicen las denominaciones de *"Cuenca del Pas"* y no la de *"Valle del Pas"* como se pudiera hacer con otros ríos. Por un lado, esta cuenca no comprende un valle unificado. Más bien, incluye la unión fisiográfica de varios: valle de Luena, valle de Toranzo, valle del

Pisueña y, finalmente, el estrecho corredor que une el nacimiento del río con los valles de Toranzo y Luena en el sector más meridional de la misma. Por otro, hay que atender a la cuestión del significado "cultural", ya que, en Cantabria, tradicionalmente se alude a los "*Valles Pasiegos*" para referirse a un espacio que comprende tanto áreas estrictamente relacionadas con la cuenca del Pas, como a zonas ajenas a la misma (como es el caso de un sector del territorio del valle del río Miera), lo que motiva cierta confusión. En la actualidad, los "*Valles Pasiegos*" integran, más de una decena de municipios. Sin embargo, todo parece apuntar que, en su origen, sólo lo conformaban tres villas (DE TERÁN, 1947): Vega de Pas, San Pedro del Romeral y San Roque de Río Miera. De éstos, sólo los dos primeros pertenecen propiamente a la cuenca del Pas.

El interés de realizar una Tesis Doctoral en el campo de la Geografía y, de forma más concreta, dentro de la Geomorfología considerando también aspectos medio ambientales o de riesgos, responde a múltiples razones. Por un lado, hoy en día la cuenca del río Pas sufre una importante acomodación y transformación de su espacio: incremento de las superficies urbanizadas y, por lo tanto, un aumento considerable de la población que habita el valle (sobre todo en la cuenca baja), nuevos viales, fuertes cambios en la forma de vida agropecuaria y rural, con la consiguiente modificación del paisaje, etc. Habitualmente, estas alteraciones suelen ir en detrimento de la calidad del medio ambiente y del paisaje tanto natural como cultural. Sobre todo, hay que destacar que, en Cantabria, en los últimos 20 años las políticas de urbanismo desarrolladas se asemejan a los modelos efectuados en la costa mediterránea y, con ello se están poniendo en peligro el paisaje así como el medio ambiente del litoral (CENDRERO, et al., 1981). A su vez, si no existe una planificación las consecuencias de una mala adaptación al medio pueden llegar a situaciones de "riesgo" para la población: inundaciones, carestía de agua, deslizamientos de ladera, contaminación, etc. que, a la larga en costes "humanos" y "económicos", son realmente catastróficos y muy elevados. Desafortunadamente, como se verá en capítulos posteriores, son situaciones que se han dado en el pasado reciente de esta cuenca. Por ello, en esta Tesis se abordarán los riesgos de inundación y contaminación antrópica, ambos, de gran importancia social.

Desde luego, estos estudios ambientales no quieren hacer olvidar el objetivo prioritario de la Tesis: estudiar los aspectos geomorfológicos más sobresalientes de la

misma y de modo muy particular del tramo que corresponde al estuario. Es una cuenca que, como se verá, tiene un alto valor geomorfológico y, en el que destaca de sobremanera el sistema dunar más importante del Cantábrico comprendido entre el País Vasco y Galicia: las dunas del "Parque Natural de Liencres". Su estudio será objeto fundamental de análisis en la Tesis ya que su naturaleza y fragilidad han despertado el interés de las distintas autoridades e instituciones que le gestionan debido a los grandes cambios que experimenta actualmente: intensos procesos erosivos de degradación, elevada presión turística, etc. Y, sobre todo, se analizará qué agentes naturales y antrópicos fueron los propiciadores de un fenómeno erosivo poco habitual como el sucedido en Febrero de 1995: la desaparición en más de 150 m del cordón dunar en menos de 24 horas. Bien es cierto que las *"flechas"* o *"spit"* estuarinos son muy vulnerables y propensos a cambios en su configuración. Pero en Liencres adquieren tal envergadura que se hace indispensable llevar a cabo un riguroso estudio, teniendo en cuenta, además, las previsiones existentes sobre la futura subida del nivel del mar.

En definitiva, la investigación efectuada en esta Tesis se ha realizado en las cuencas media y baja del Pas que coinciden con los tramos donde mayor ha sido la transformación del paisaje. No se pretende con ello quitar importancia a otros parajes de la cuenca (valle del Pisueña y cuenca "alta"), donde las modificaciones del paisaje alcanzan un notable rango y que serán descritas de forma transversal a los capítulos, analizando su posible participación en las distintas alteraciones existentes de los sectores medio y final del valle.

Esta investigación pretende ser una Tesis que se encuadre en el marco de la Geografía Física Aplicada. Por un lado, se busca "diagnosticar" las diversas "patologías" geográficas de una cuenca con el empleo de distintas herramientas y metodologías: sedimentología, fotogrametría, cartografía, análisis hidroquímicos, etc. Y por otro, se analizan y desarrollan las posibles soluciones a estas situaciones de degradación y riesgo natural.

CAPÍTULO I:

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DEL ESPACIO GEOGRÁFICO DE LA CUENCA DEL PAS.

La cuenca hidrográfica del Río Pas se puede subdividir en tres ámbitos bien diferenciados (Fig. I-1):

1.- La cuenca "alta": ocupa el tramo comprendido entre el nacimiento del río (próximo a la localidad de Vega de Pas) y la confluencia de su afluente el "Magdaleno" en la localidad de Entrambasmestas. Su perfil longitudinal es de acentuada pendiente enmarcado en el relieve abrupto y escarpado de las montañas que flanquean sus márgenes. Su dirección dominante es este-oeste (Fig. I-2) y los terrenos geológicos que el Pas drena en este sector pertenecen, sobre todo, al Cretácico (areniscas de facies *"Weald"*). Las alturas máximas en estos parajes superan los 1.700 m (Castro Valnera).

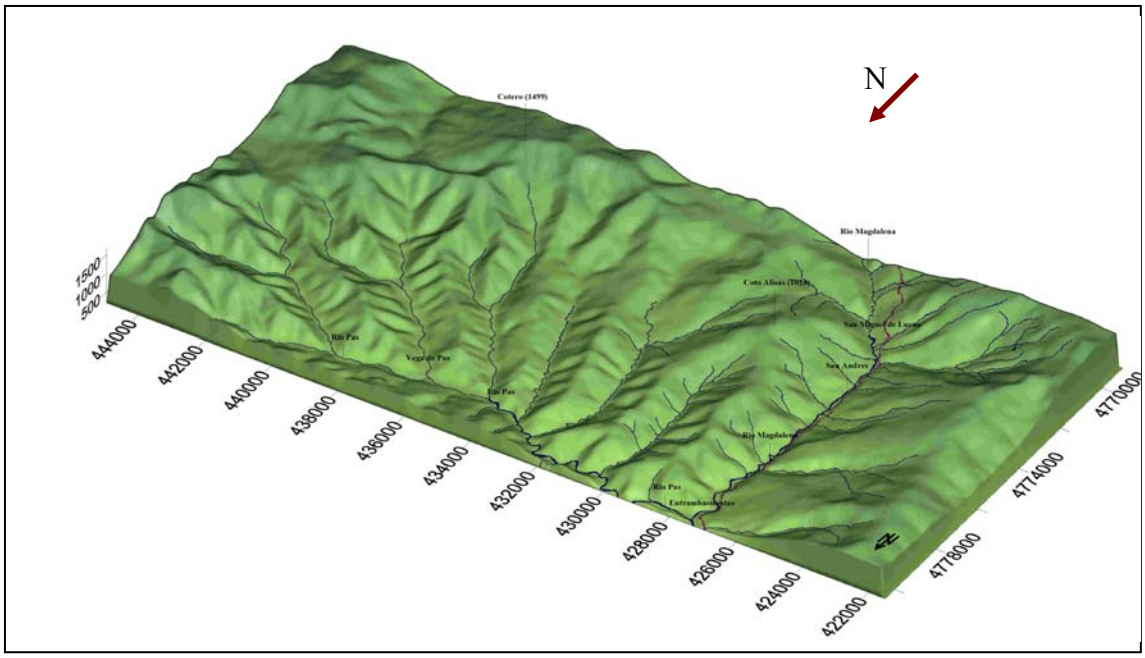


Fig. I-2.- Modelo Digital del Terreno de la cuenca "alta" del Pas. (Elaboración propia a partir de los mapas topográficos 1:25.000 y 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional).

2.- La cuenca "media": coincide con la conformación de un nuevo valle denominado de "*Toranzo*". Éste discurre, en su sector más meridional, entre la población de Entrambasmestas y la localidad de Puente Viesgo. La vega de este tramo del valle ofrece una amplitud considerable respecto a la morfología que presenta en la cuenca "alta" pasando de una anchura que apenas llega a los 400 m a más de 2 km (Fig. I-3). Es un trecho en el que destacan la presencia de algunas elevaciones de cierta envergadura pero de menor porte que los elevados relieves existentes en la cabecera. Hay que señalar, igualmente, un incremento en este sector de la variedad litológica encontrándose materiales paleozoicos *("Calizas de Montaña"*). También hay que destacar un cambio brusco en la dirección del Pas, siendo ahora sur-norte.

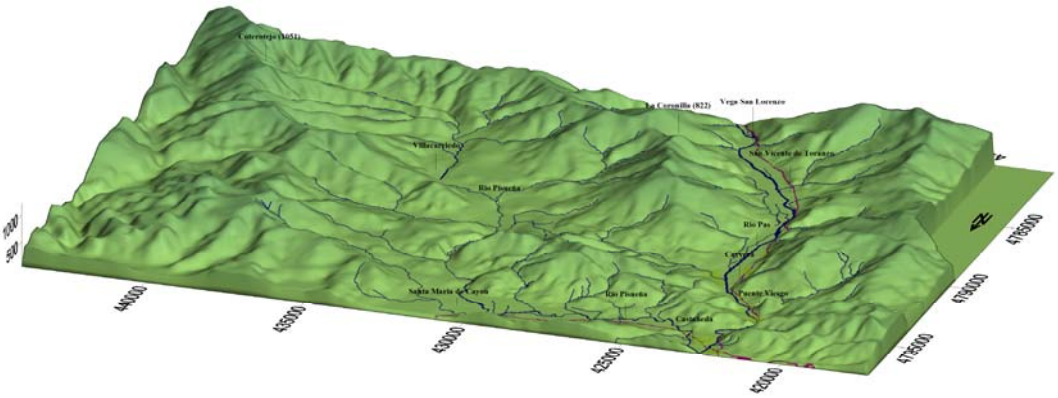


Fig. I-3.- Modelo Digital del Terreno de la cuenca media del Pas. (Elaboración propia a partir de los mapas topográficos 1:25.000 y 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional).

3.- La cuenca "baja": conforma un territorio que abarca desde la localidad de Puente Viesgo y los municipios de Miengo (pedanía de Mogro) y Renedo de Piélagos (pedanía de Liencres). En este sector, el río adopta un curso meandriforme al perder su pendiente y pondrá fin a su trayecto después de algo más de 50 km desembocando en el Cantábrico (Fig. I-4). Es en este marco, de singular belleza, donde se emplaza el Parque Natural de las Dunas de Liencres. Su génesis y características más importantes se detallarán en uno de los capítulos de esta Tesis.

Fig. I-4.- Modelo Digital del Terreno de la cuenca baja del Pas. (Elaboración propia a partir de los mapas topográficos 1:25.000 y 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional).

1.1.- EL RELIEVE Y LAS FORMAS DE MODELADO.

En general, la topografía de esta región es netamente abrupta pues, en menos de 70 km, hay un descenso altimétrico de sur a norte de más de 1000 m. Este hecho, unido a la variedad litológica, determinará la arquitectura del paisaje. En los sectores de cabecera y de la cuenca "alta", dominan las vertientes con fuerte inclinación que, en muchos casos, alcanzan valores superiores a los 45º (Fig. I-5). Se labran sobre areniscas y roquedos jurásicos y cretácicos en *"facies Purbeck"* y *"facies Weald"* con materiales muy compactados que contribuyen al modelado irregular y escarpado de este territorio.

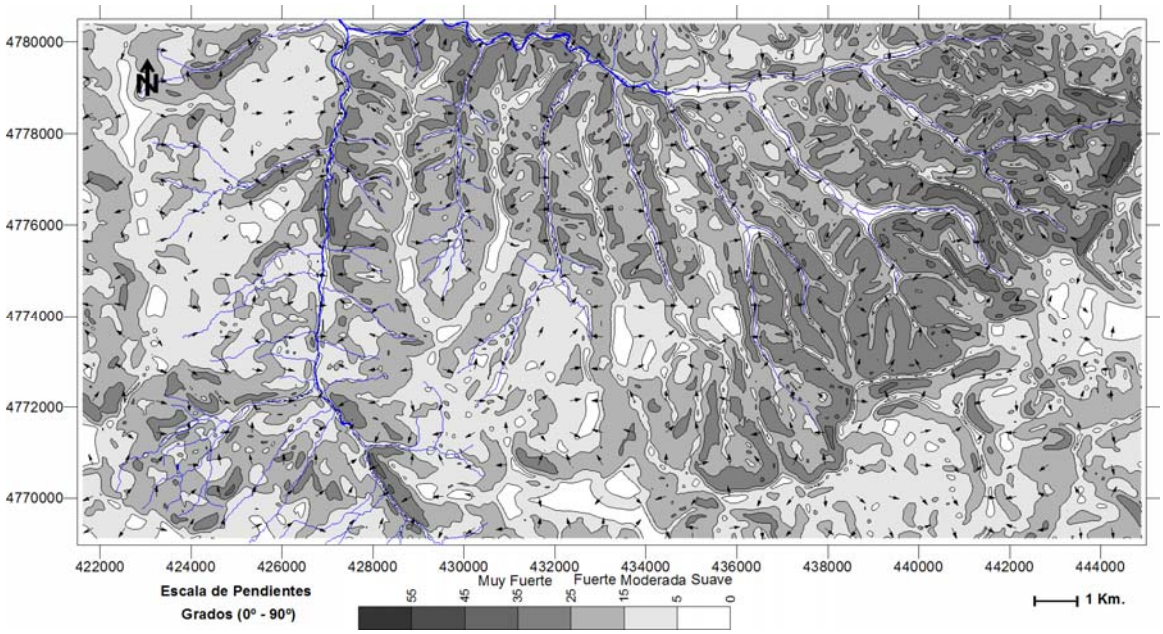


Fig. I-5.- Mapa de pendientes de la Cuenca alta del río Pas. Elaboración propia.

Las parcelas deforestadas, en el valle del río Magdaleno ("Valle de Luena") y el sector comprendido entre Vega de Pas, Entrambasmestas y el Puerto del Escudo, suelen ser muy propensas a deslizamientos de ladera –llamados popularmente *"argayos"* en la región- **(**Fig. I-6**)**. En relación a los riesgos geológicos, se ha señalado en un documento interno del Gobierno de Cantabria: *"...entre las áreas más afectadas de la provincia, podríamos citar Piélagos [...], Puerto del Escudo a Puente Viesgo, Vega de Pas y Soba (...)*" (ITSEMAP, 1987). En ellas coinciden la conjunción de varios factores como la fuerte pendiente, el exceso de agua y una escasa cobertera vegetal (GONZÁLEZ DÍEZ, 1995 y 2006). Como se verá en capítulos posteriores, estos procesos son consecuencia de la importante deforestación que se inició a partir del siglo XVI en gran parte de los bosques orientales de Cantabria (RUIZ DE SALAZAR, 1850; CORBERA, 1983; ITSEMAP, 1987; ALCALÁ-ZAMORA y QUEIPO DE LLANO, 1987; DIEGO, 1989). De este sector cabe destacar las elevaciones de Castro Valnera (1.718 m, Fig. I-7) y del Cotero (1.499), ambas representantes del techo orográfico de toda la cuenca.

Fig. I-6.- Deslizamiento de ladera en las cercanías de San Pedro del Romeral (Noviembre de 2004).

Fig. I-7.- Nacimiento del Pisueña, afluente del Pas, en el las inmediaciones de Castro Valnera, uno de los techos de esta cuenca.

En la cuenca media y, con el ensanchamiento de la vega, sólo los segmentos de ciertas laderas mantienen las fuertes pendientes (Fig. I-8). Con la aparición de rocas de naturaleza calcárea, se desarrollan notables procesos de karstificación que modelan campos de dolinas y cavidades. También son responsables de la desaparición de las aguas del río Pas en épocas estivales. Este fenómeno preocupa tanto a los ribereños como a las autoridades generando una gran polémica en los últimos tiempos, pues el Pas abastece de agua a buena parte de la población de Cantabria. La cuenca media recoge los caudales de la mayoría de los arroyos tributarios del río Pas que, suelen ser cortos y de fuerte pendiente. Este hecho, unido a un estrechamiento repentino en forma de embudo del valle (debido al afloramiento de las resistentes *"Calizas de Montaña"* paleozoicas en la localidad de Puente Viesgo) explica, como se verá más adelante, que este tramo haya sido uno de los sectores más castigados por las inundaciones hasta épocas anteriores a su canalización (1986). Los techos altimétricos de esta zona se encuentran entre los 400-800 m siendo los relieves más sobresalientes el monte de "*Espina de Gallego*" (965 m) al sur y el "*Monte Dobra*" (606 m) al norte. Ambos

emplazados en la margen izquierda del Pas. En la otra vertiente destaca el "*Collado de Hito La Piedra*" (814 m, Fig. I-9).

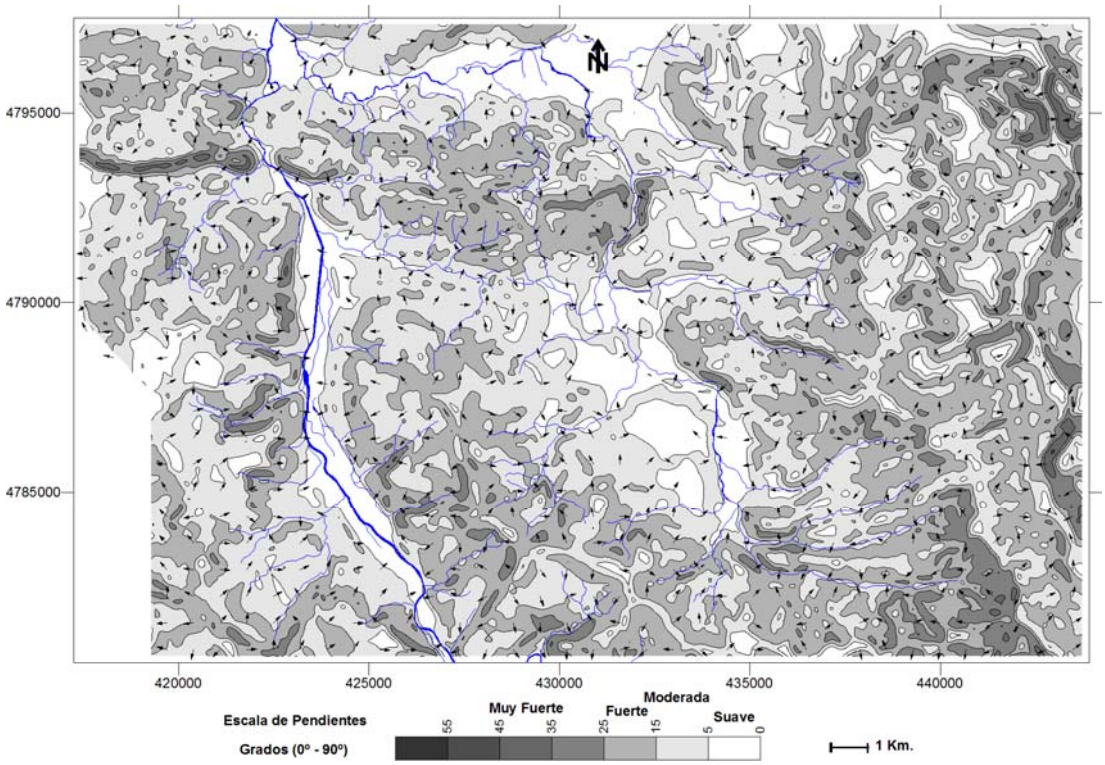


Fig. I-8.- Mapa de pendientes de la Cuenca Media del río Pas. Elaboración propia.

Fig. I-9.- Vista del alto de "*Troneda*" (sobre los 500 m), al fondo apenas se aprecia el "*Collado de Hito de Piedra*" (814 m).

Finalmente, en la cuenca baja, el relieve y sus pendientes se suavizan (Fig. I-11), ya que los roquedos son más deleznables predominando los de naturaleza arcillosa. Sobre ellos, el río ha podido migrar lateralmente, ampliar su valle y describir meandros al disminuir su pendiente de forma considerable. Las alturas varían entre los 100 y los 300 m. Las elevaciones más características de sur a norte son: en la margen derecha, *"Monteruco Redondo*" (255 m) en la unión del Pisueña con el Pas, *"Alto del Sel"* (271 m), *"Peñas Negras"* (196 m, Fig. I-10) en la inmediaciones de Puente Arce y *"La Picota"* (239 m) la cumbre más característica en la desembocadura del Pas. En la margen izquierda destacan *"Alto del Unqueral"* (227 m) en el interfluvio con el Besaya, *"La Redonda"* (146 m) en el Barrio de Salcedo y Altos de la *"Comporta"* y de la *"Cocena"* (155 y 164 m respectivamente).

Fig. I-10.- Vista de "*Peñas Negras*" (196 m) en las cercanías de Puente Arce (estuario del Pas), formación labrada sobre las calizas cretácicas.

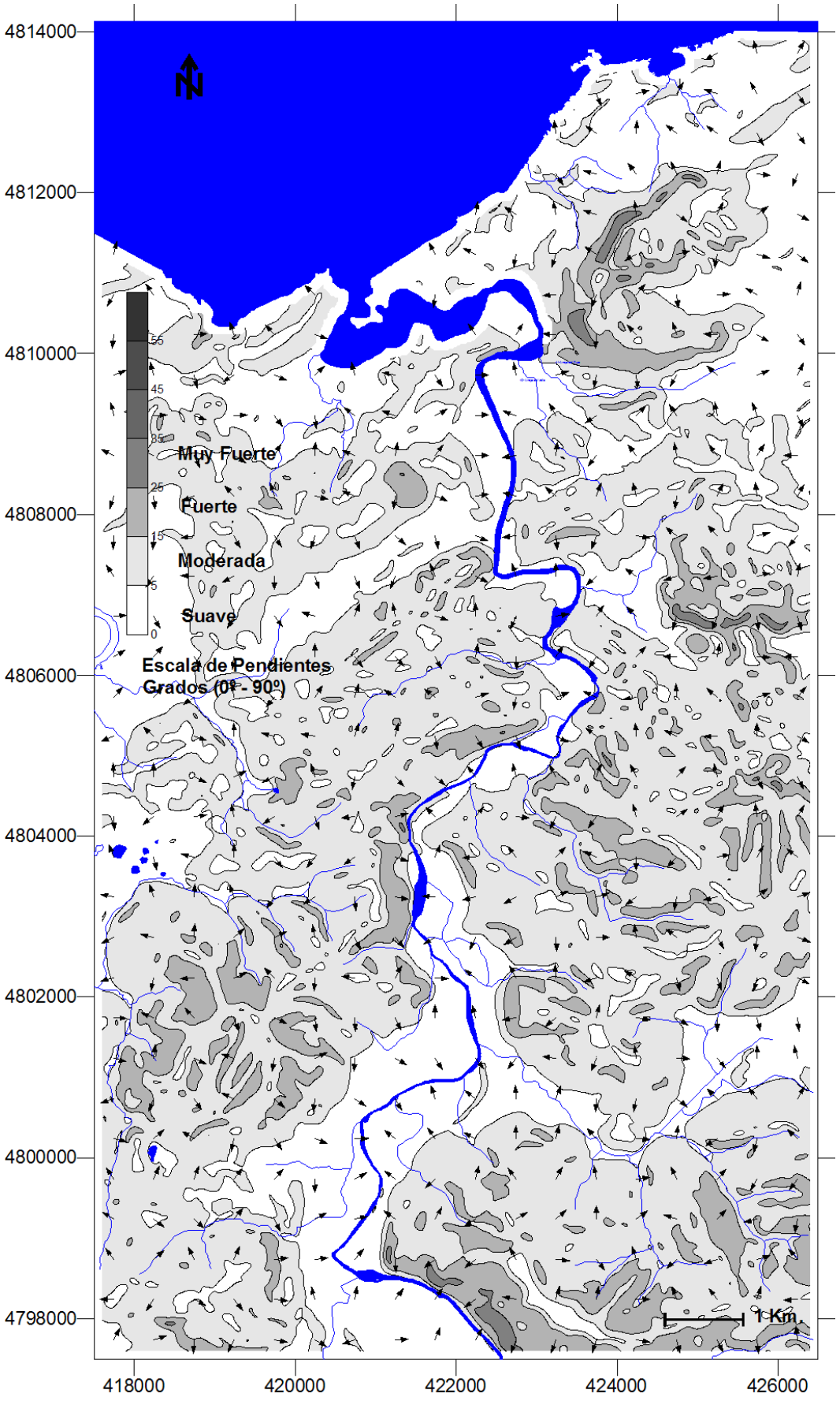


Fig. I-11.- Mapa de pendientes de la Cuenca baja del río Pas. Elaboración propia.

1.2.- HIDROGRAFÍA.

La Comunidad de Cantabria conforma un territorio por el que discurren distintos ríos con trazado sur-norte: Agüera, Asón, Miera, Pas, Besaya, Saja, Nansa y Deva (Fig. I-1). El río Pas, como se comentó con anterioridad, delimita el sector oriental del occidental de Cantabria, ubicándose por lo tanto, en la zona central de dicha Comunidad. Sin embargo, hay que destacar que, en su cabecera, el trazado de éste se orienta, inicialmente, en sentido este-oeste a lo largo de más de una decena de kilómetros. Aguas abajo en las cuencas "media" y "baja", el valle sufre un brusco cambio de dirección, ahora de sur-norte. Por otro lado, y como otros muchos ríos cantábricos, se caracteriza por tener un corto recorrido (unos 60 km de longitud) desembocando en el Mar Cantábrico a través del estuario de la "Ría de Mogro".

Hay que advertir, que precisar con rigor el nacimiento del río Pas no es tarea fácil. Aproximadamente, tendría lugar entre los 3º 44‘ de longitud W y los 43º 10‘ de latitud N y seria determinado por la confluencia de distintos arroyos *("Pandillo"*, *"Viaña"*, *"Aldano"*, *"Yera"* y *"Barcelada"*) que tienen su origen en la Cordillera Cantábrica entre los 1.500 y los 1.100 m de altitud, todos ellos ubicados en parajes muy próximos a la población de Vega de Pas. El valle, después de cambiar de dirección en la localidad de Entrambasmestas y de unírsele el río Magdaleno, pasa a la cuenca media en un valle de mayor amplitud como es el de Toranzo. En éste, se pueden apreciar las mayores actuaciones de origen antrópico realizadas en sus cauces. Por un lado, parte de su recorrido ha sido modificado y rectificado en un encauzamiento de varios kilómetros. Según muestran las distintas fotografías aéreas, hasta el año 1986 conformaba un sistema *"braided"* con diversas barras e islas arenosas cubiertas con vegetación (mucha de ella autóctona). Sin embargo, en la actualidad, hay un sólo cauce condicionado por los malecones que flanquean sus márgenes. Por otro, hay que destacar que es este el tramo donde se emplaza el punto de abastecimiento de agua a Santander siendo este río el responsable de garantizar la distribución de agua a más de un 70% de la población de la Comunidad Autónoma de Cantabria.

El valle del Pas, después de encajarse en el relieve abrupto configurado por el afloramiento de las resistentes y antiguas *"Calizas de Montaña"* (en la localidad de

Puente Viesgo), recibe los flujos del río Pisueña. Éste es su afluente principal y nace en un valle inicialmente paralelo en las cercanías de la localidad de Selaya. A partir de esta confluencia, y a consecuencia del descenso de pendiente, el río adopta un trazado de tipo meandriforme hasta desembocar en el mar.

Respecto a los afluentes ya mencionados (Magdaleno y Pisueña) cabe destacar que, el primero tiene un trazado rectilíneo de fuerte pendiente pero de estrecho fondo aluvial; nace en el puerto de mismo nombre en las inmediaciones del Puerto del Escudo (1.011m) a más de 800 m de altitud y cerca del límite de las provincias de Burgos y Santander. Conforma el Valle de Luena de unos 13,4 km de longitud y se une al Pas a unos 220 m de altura sobre el nivel del mar en la localidad de Entrambasmestas. El segundo, el Pisueña, nace aproximadamente a unos 800 m en las estribaciones del "*Cerro Crespo*" en la serranía que circunda el Valle de Carriedo. Sin embargo, su vega es sensiblemente más amplia que la modelada por el Magdaleno. Se une al Pas en la localidad de Castañeda ya muy por debajo de los 70 m sobre el nivel medio del mar después de haber recorrido unos 30 km. Es justo aquí donde puede establecerse el límite entre la cuenca media y la baja.

1.3.- EL MEDIO BIOCLIMÁTICO.

1.3.1.- RASGOS CLIMÁTICOS.

A grandes rasgos y**,** utilizando la clasificación de Köppen, el marco regional donde se emplaza el Pas, es de tipo Cfb o *clima templado húmedo con verano cálido y sin estación seca.* Se trata de un *clima marítimo u oceánico* donde el efecto termorregulador del océano es de gran importancia, dándose, en escasas ocasiones, registros térmicos inferiores a los 5º C. Se caracteriza principalmente por: precipitaciones abundantes y repartidas regularmente (> 1300 mm año), suavidad térmica (temperaturas medias entre 12º C y 14º C), abundante nubosidad y baja insolación (1600 horas), humedad relativa del aire alta (>80%) y, vientos relativamente constantes ("*suradas"* – viento sur propiciado por el efecto föhn desde la cordillera Cantábrica- y el "*gallego"* –viento procedente del océano, NW-) (Fig. I-12**)** (RASILLA, 2006).

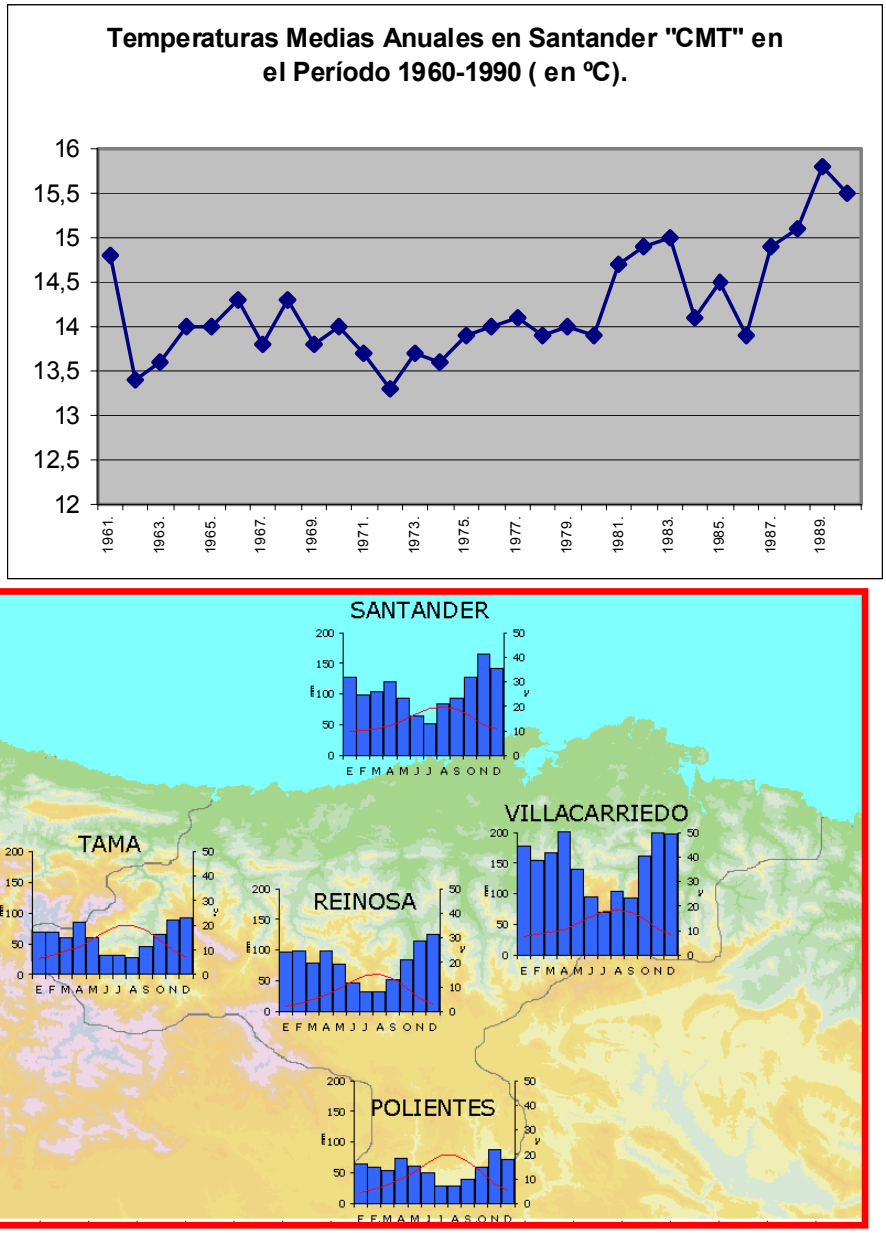


Fig. I-12a.- Arriba: Temperaturas medias anuales en Santander (1960-1990). Elaborado según el INM (1995). Abajo: Fig. I-12.- Ejemplos de Climodiagramas en Cantabria[1].

En lo que respecta a los rasgos térmicos cabe mencionar que la Comunidad de Cantabria destaca por tener una primavera-verano relativamente frescos y un período invierno-otoño bastante suave o templado. No obstante, existen anomalías de corta duración provocadas habitualmente por efecto de:

1) las *"suradas"*, donde las temperaturas son muy altas y pueden superar con facilidad en invierno los 30º C.

2) y, finalmente, *"olas de frío"* vinculadas a la entrada del *"frente polar"* y que afectan a casi toda España **(**Fig. I-13**)**.

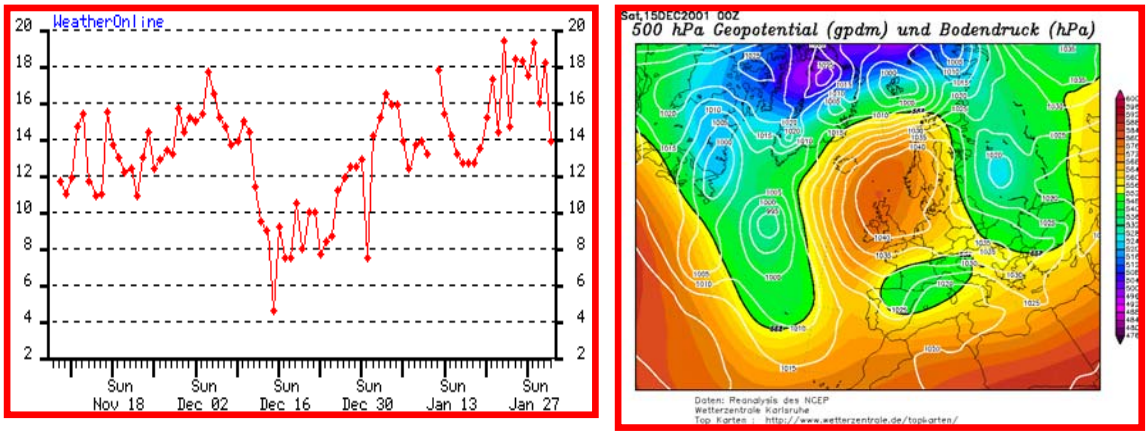


Fig. I-13.- Ejemplo de la *"ola fría"* acontecida en Diciembre del 2001.

Sin embargo, en los últimos años se ha advertido cómo en esta pequeña comunidad y por efecto de su orografía, existe un mosaico microclimático más complejo y por lo cual, en la cuenca del Pas, se pueden diferenciar esquemáticamente dos tipos de clima relativamente bien diferenciados (ARASTI BARCA, 2000) **(**Fig. I-14**)**:

1.- En el sector de la **cuenca baja y media** (desde la localidad de Entrambasmestas hasta las pedanías costeras de Mogro y Boo de Piélagos), el clima se puede catalogar como de *zona verde o clima europeo occidental / marítimo* u *oceánico*: inviernos suaves, veranos frescos, aire húmedo, abundante nubosidad y lluvias frecuentes en todas las estaciones. Desde el punto de vista térmico, es un sector en el que las temperaturas medias oscilan entre los 13º C y los 14º C (INM, 1995 – Estaciones de Vioño y La Penilla). Los valores más bajos suelen corresponder al mes de Enero que, salvo ciertas excepciones, suelen superar los 8º C. Las temperaturas medias más altas se registran entre los meses de Julio y Agosto y no suelen rebasar los 20º C.

Respecto a las precipitaciones, suelen fluctuar entre los 1.300 y los 1.600 mm (INM, 1995; datos obtenidos del INM de las estaciones de: Mogro, Vioño, La Penilla, Castañeda, Santa María de Cayón, Puente Arce y Ontaneda). En efecto éstas se reparten durante todo el año pero, principalmente caen en los meses de otoño a inverno. En ese

[1] Agradezco al profesor Domingo Rasilla del Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio

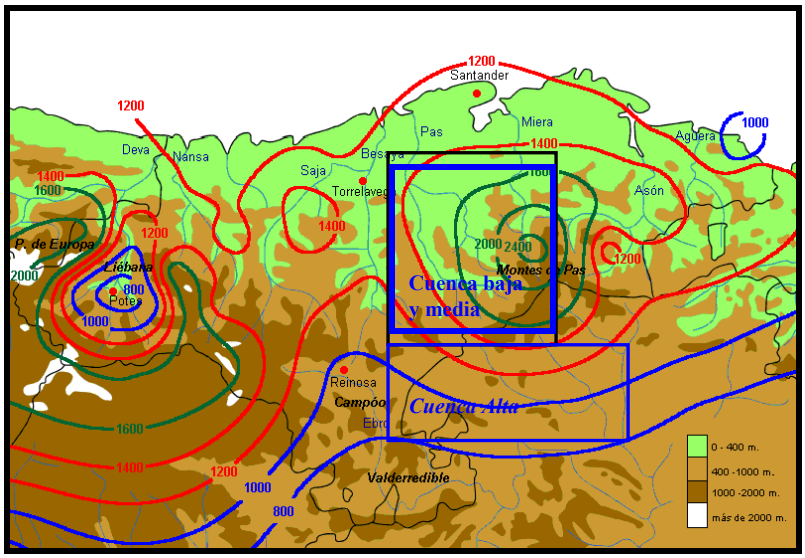
período, hay mayores posibilidades de que se produzcan medias superiores a los 125 mm/mes. Aunque, por otro lado, esto no significa que en primavera aquellas desciendan de un modo notable. Evidentemente, es en verano cuando los valores de precipitación son más bajos y las medias mensuales suelen quedar incluidas entre los 50 y 80 mm/mes. Hay que tener en cuenta, que en los años de sequía la cifra anual puede incluso ser de la mitad (700 mm).

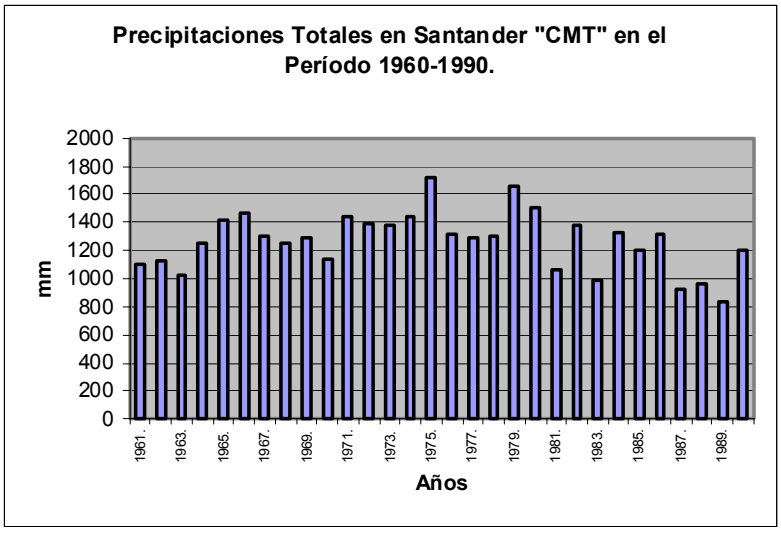
2.- La cuenca alta ha sido catalogada como de *zona verde o clima europeo occidental / semimarítimo:* la orografía pasa a ser un factor determinante donde los inviernos son más fríos que en el dominio anterior y las oscilaciones diaria y anual de la temperatura son notablemente mayores que en el ámbito marítimo. Así pues, las temperaturas medias suelen ser de 12,5º C, con mínimas en invierno que pueden llegar a los 5º C y en zonas de altas cumbres incluso por debajo de este umbral. Por otro lado, las máximas que se registran en verano, entre los meses de Julio y Agosto, suelen estar entorno a los 18º C (INM, 1995- Desafortunadamente, el INM sólo tiene una estación de referencia en la cuenca alta con datos de temperatura: Villacarriedo (212 m de altura).

Las precipitaciones en este sector son sensiblemente superiores respecto al resto de la cuenca fluctuando entre los 1.500 (Sel de la Carrera) y los 1.700 mm (Vega de Pas). El reparto de las mismas es muy similar al descrito en la cuenca media-baja, con abundantes precipitaciones en los meses de invierno (en torno a los 170-180 mm/mes) y un descenso de las mismas en verano (60-90 mm/mes). También, hay que destacar que se pueden establecer medias superiores a los 2.300 mm en los Montes de Pas (ARASTI BARCA, 2000) en las áreas culminantes (Fig. I-14).

---

de la Universidad de Cantabria la generosa cesión de estos gráficos.





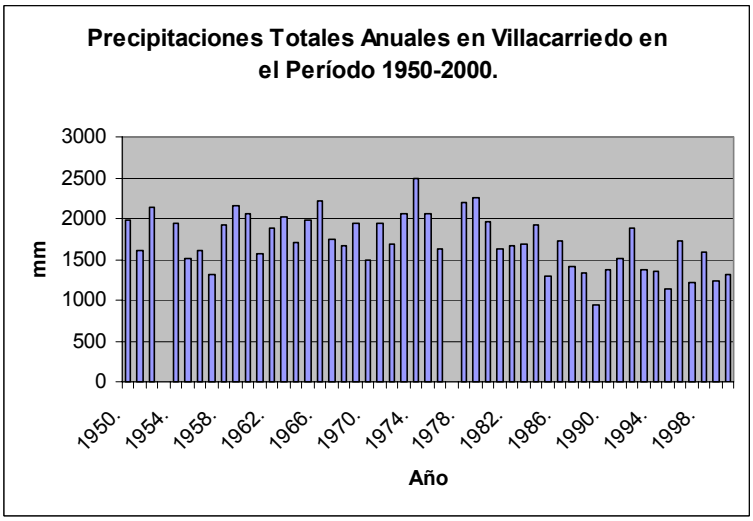


Fig. I-14.- Arriba: Mapa de isoyetas de Cantabria (período 1961-1990). Fuente: ARASTI BARCA (2000). En el centro: precipitaciones totales en Santander. Elaboración propia a partir de los datos del INM (1995). Abajo: Precipitaciones Totales Anuales en Villacarriedo (1950-2000).

- **Factores condicionantes de las temperaturas y régimen de heladas:**

En definitiva, el funcionamiento térmico de la cuenca del Pas queda definido por los siguientes factores: a) la radiación solar recibida que oscila entre las 290 horas en invierno y unas 450 horas en verano (Fig. I-15), condicionada a su vez por la latitud y la estacionalidad de las situaciones atmosféricas; b) la llegada durante casi todo el año de aire de procedencia marítima que, a su vez, se encuentra afectado por procesos de transferencia de calor desde la superficie oceánica y la abundante nubosidad; c) y, finalmente, el factor orográfico (RASILLA, 2006).

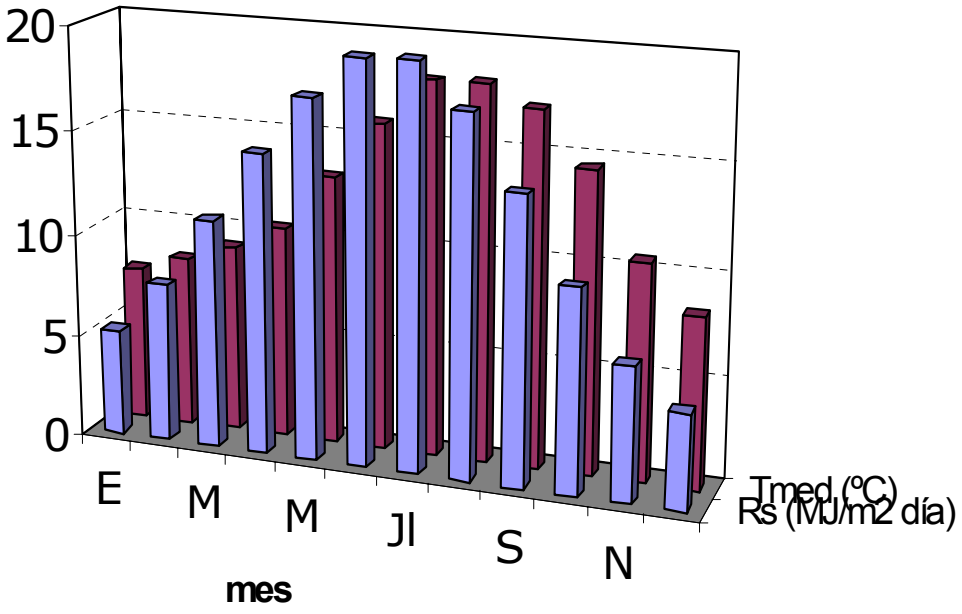


Fig. I-15.- Régimen radiativo y térmico en el valle del Pas (temperaturas de Villacarriedo, radiación teórica calculada) (Extraído de RASILLA, 2006).

Las heladas son realmente circunstanciales por el efecto termorregulador que ejerce el océano. Éstas habitualmente se asocian a las incursiones de aire frío, en altura, procedentes de áreas más septentrionales y que en muy pocas ocasiones superan la semana **(**Fig. I-16**).** En el otro extremo, los días cálidos (> 25º) se concentran durante los meses de julio y agosto llegando a más de 13 días de calor si se cuenta con el mes de septiembre **(**Fig. I-16**).**

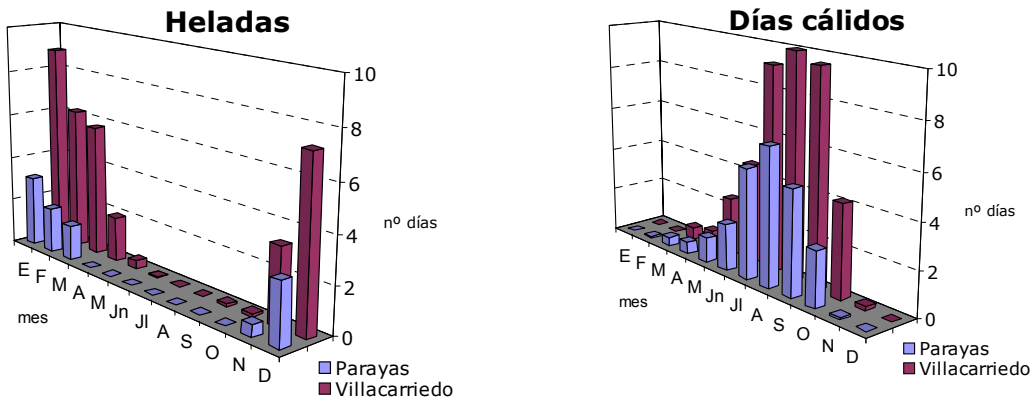


Fig. I-16.- Promedio mensual de días con helada (temperatura mínima inferior a 0º C) y días cálidos (temperatura máxima superior a 25º C) entre la costa (Parayas, a + 6 m de altura) y el interior (Villacarriedo, a + 212 m de altura) (Extraído de RASILLA, 2006).

- **Factores condicionantes del tipo de precipitaciones**

Su origen se encuentra relacionado con el régimen estacional del Frente Polar siendo los meses de otoño e invierno (meses de octubre a diciembre) los que concentran las mayores precipitaciones. La ausencia de lluvias coincidentes con los meses de verano es provocada, como en el resto de la península, por la entrada de masas de aire calidas, estables y subsidentes procedentes del anticiclón subtropical.

Las precipitaciones suelen caer, normalmente, en forma de agua y, la presencia de nieve ofrece ciertas diferencias entre la cuenca alta y la media-baja. En el segundo ámbito, las precipitaciones anuales suponen en torno al 10-20% del total anual. En la cuenca alta estos porcentajes suelen ser superiores (RASILLA, 2006).

Otra característica a abordar es la intensidad diaria con valores de media invernal próximos a los 10 mm/día. Éstos se explican por la proximidad orográfica de la Cordillera Cantábrica respecto a la llegada de las masas de aire húmedo del NW, además, de favorecer los movimientos ascendentes y de especial manera en las situaciones advectivas. Desde luego, la concentración en la intensidad de las precipitaciones es mayor según se incrementa la altura en la cuenca.

Se pueden producir lluvias intensas, cuando a comienzo del otoño, y fruto del calentamiento del mar en el Golfo de Vizcaya, la intensa evaporación incrementa la humedad de las masas de aire que, a su vez, adquieren una estratificación inestable. Éstas, al encontrarse con el aire frío en las capas altas de la atmósfera, desencadenan, ocasionalmente, potentes sistemas convectivos capaces de generar lluvias intensas y muy concentradas (Fig. I-17). En caso de bloqueo de este sistema, las precipitaciones pueden prolongarse en el tiempo y aumentar así la situación de riesgo de inundación, no solo en la cuenca del Pas sino en otros valles cantábricos. Este fue el caso de las inundaciones de agosto de 1983 en la cuenca aquí estudiada y que se abordará en un capítulo posterior.

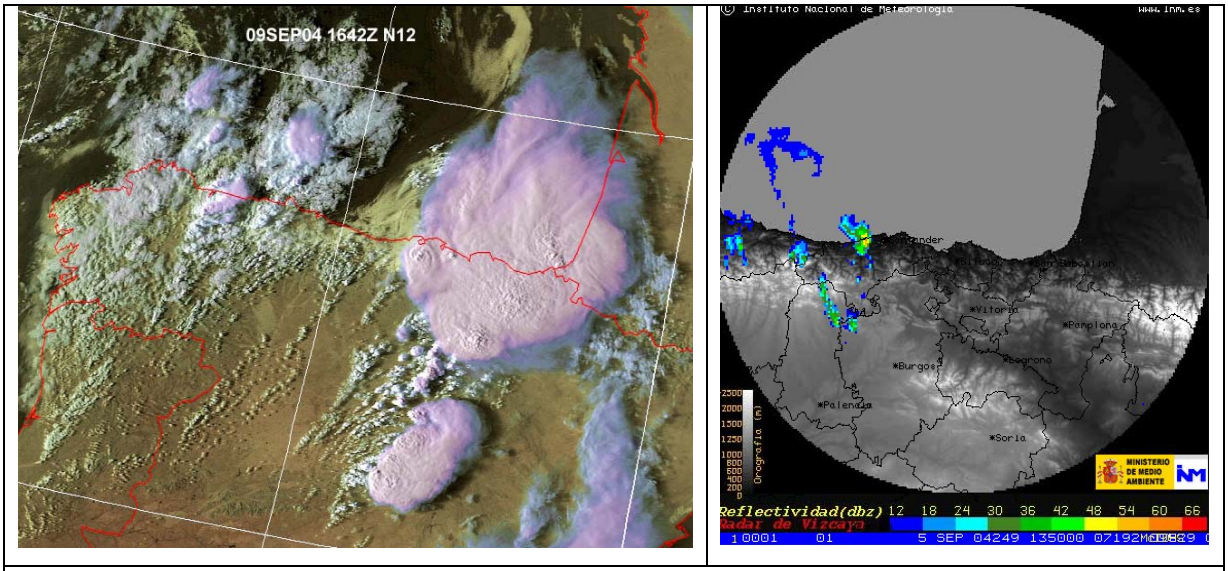


Fig. I-17.- Imagen de satélite de un sistema convectivo en el Cantábrico (Fuente NOAA) y reflectividad en el radar (fuente INM). (fuente: RASILLA, 2006)

1.3.2.-ASPECTOS BIOGEOGRÁFICOS, USOS DEL SUELO Y PAISAJE EN LA CUENCA DEL PAS.

1.3.2.1.- Las cubiertas vegetales.

Rivas-Martínez (1987) identifica como vegetación potencial a este sector del ámbito cantábrico a la correspondiente con la *Región Eurosiberiana* de serie climatofila de *Piso Colino*.

Por un lado, en la cuenca "baja" y en las inmediaciones del estuario del Pas, la serie es del tipo *Colino Cantabroeuskalduna* relicta de *alsina* y *encina* híbrida o *Quercus ilex* (*Lauro nobilis-Quercetum ilicis, Roboris sigmentum)* y de robledales. Efectivamente, la costa cantábrica y vasca parece haber sido en el pasado un asentamiento de encinares. Sin embargo, hoy en día, están prácticamente desaparecidos y con carácter muy local se refugian en áreas escarpadas, de difícil acceso o como testigos del linde de algunas parcelas alcanzando apenas el 0,32% de la superficie total (DCITIMAC, 2004). Respecto al sector correspondiente a las cuencas media y alta, la serie se transforma en *colino-montana, orocantábrica, cantabroeuskalduna y galaikoasturiana* mesofítica del fresno (*Fraxinus excelsior*) y de fresnedas con robles. Igualmente, hay que lamentar que gran parte de las asociaciones vinculadas a estas series han desaparecido por la extensión de la pradería, la fuerte implantación del *Eucaliptus globulus* y la intensa deforestación realizada entre los siglos XVI al XIX para abastecer de madera tanto a la Fábrica de Cañones de La Cavada como para la construcción de buques de la Armada (RUIZ DE SALAZAR, 1850; CORBERA, 1983; ITSEMAP, 1987; ALCALÁ-ZAMORA Y QUEIPO DE LLANO, 1987; DIEGO, 1989). De hecho, los robles existentes en las inmediaciones de la localidad de Renedo eran muy apreciados por su alta calidad (OBREGÓN, 2002).

A través del trabajo de campo y tras la consulta de distinta información documental (MAPYA, 1985; ITSEMAP, 1987, AA.VV, 2004-Cartografía DCITIMAC), se puede decir apuntar para la vegetación natural del valle del Pas:

- **Estrato Arbóreo:**

En 1987, la superficie arbolada correspondiente a la vegetación autóctona apenas alcanzaba el 7% de la total (MAPYA, 1987) y, para el año 2004 era de un 6,32% (DCITIMAC, 2004-Fig. I-20). La situación y especies más características son:

En vegas y zonas poco elevadas: roble (principalmente *Quercus robur y Q. pedunculata*), castaño (*Castanea sativa*), fresno (*Fraxinus excelsior*), avellanos (*Corylus avellana*), laurel (*Laurus nobilis*), acacia (*Robinia pseudoacacia*), aliso (*Alnus glutinosa*), sauce (*Salix atrocinerea*) y chopo (*Populus x americana*).

En pisos montañosos: hayas (*Fagus sylvatica*), robles (*Quercus robur)* y abedulares (*Betula pendula*). Éstos últimos permanecen de modo residual en pequeños rodales y, cabe destacar, la casi desaparición de las hayas relegadas al sector más meridional de la cuenca "alta".

A continuación se expone el resultado (Tabla I-I) de un inventario realizado para la presente Tesis en la localidad de Renedo de Piélagos (Fig. I-18).

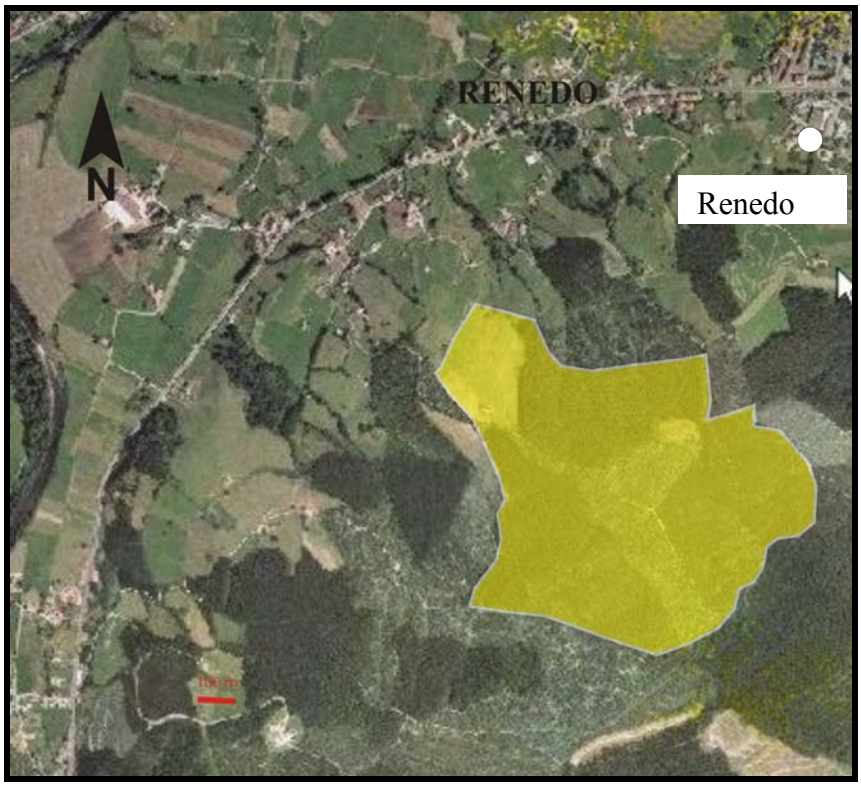


Fig. I-18.- Zona inventariada en la localidad de Renedo de Piélagos.

La superficie estudiada abarca una superficie de 49.104 m^2 (Fig. I-18) y pertenece a las fincas "El Cierro", "Prado Mitad" y "Prado de La Fuente". El interés de realizar el inventario en este espacio es por que en él convive una vegetación relicta y autóctona con otra compuesta por árboles de repoblación. Además, el propietario conocía perfectamente la edad y origen de cada uno de los árboles:

ESTRATO	NOMBRE COMÚN	NOMBRE CIENTÍFICO	LOCALIZACIÓN	Nº PIES	ORIGEN
ARBÓREO	Roble	*Quercus robur*	LÍMITE DE PRADERAS Y REPOBLACIÓN	30	Natural
				28	Repoblación
	Avellano	*Corylus avellana*	LÍMITE DE PRADERAS RIVERA Y REPOBLACIÓN	4	Natural
	Castaño	*Castanea sativa*	LÍMITE DE PRADERAS RIVERA Y REPOBLACIÓN	7	Natural
				18	Repoblación
	Aliso	*Alnus glutinosa*	LÍMITE DE PRADERAS Y RIVERA	1	Natural
	Sauce	*Salix atrocinerea* *Salix babylonica*	LÍMITE DE PRADERAS RIVERA Y REPOBLACIÓN	2	Natural
	Fresno	*Fraxinus Angustifolia*	LÍMITE DE PRADERAS RIVERA Y REPOBLACIÓN	24	Natural
				55	Repoblación
	Acacia	*Robinia pseudoacacia*	LÍMITE DE PRADERAS Y RIVERA	3	Natural
	Arce	*Acer sp.*	LÍMITE DE PRADERAS RIVERA Y REPOBLACIÓN	6	Natural
	Eucalipo	*Eucalyptus globulus*	REPOBLACIÓN	>100	Repoblación
	Haya	*Fagus sylvatica*	REPOBLACIÓN *	2	Repoblación
	Abedul	*Betula pendula*	LÍMITE DE PRADERAS Y RIVERA	3	Repoblación
ARBUSTIVO	Sauco	***Sambucus nigra***	JUNTO RIVERA	3	Natural
	Zarza	***Rubus ulmifolius***	PRADOS		Natural
	Tojo	***Ulex europaeus***	PRADOS		Natural

TABLA I-I.- Inventario del estrato arbóreo y arbustivo. (* Las hayas emplazadas en este prado se habían plantado por el propietario recientemente).

En total, se han contabilizado unos 78 árboles de vegetación autóctona y donde predominan el roble y el fresno. Hay que destacar que del robledal existente, la mayoría (más de un 60%) de sus elementos eran "centenarios", según las declaraciones del propietario.

- Estrato arbustivo:

Aunque no se encuentran en este sector inventariado, el estrato arbustivo de la cuenca del Pas, está representado principalmente por brezales (*Erica spp.*) de gran valor ecológico y protegido por la Unión Europea. Se pueden encontrar en la cuenca alta sustituyendo a pastizales abandonados y bosques que han sufrido incendios o algún tipo de degradación. También, en el monte de "La Picota" quedan algunas extensiones fitoestabilizadas con este arbusto. La importancia de esta especie radica en su capacidad de retener suelo en áreas con riesgo de erosión ya, que recubren principalmente laderas de fuerte pendiente. También, de forma esporádica y relicta pueden encontrarse madroños (*Arbustus unedo*), laurel (*Laurus nobilis*) y labiérnago (*Phillyrea latifolia*).

No se pueden olvidar tampoco otras formas arbustivas más comunes como son la zarza (*Rubus ulmifolius*) y las asociaciones del tojo o argomales (*Ulex europaeus*), también colonizadoras de bosques degradados y pastos abandonados. Cabe destacar que, en la cuenca del Pas, la superficie arbustiva abarcaba un 10% de la total y que en el 2004, casi el 20% del suelo estaba cubierto por brezal y matorral.

- **Estrato herbáceo y subarbustivo:**

Dicho estrato está representado mayoritariamente por las especies vinculadas a la actividad económica de la cuenca: los prados para la ganadería. Hay que destacar que, es el estrato vegetal de mayor representatividad espacial y que, además, se ha visto incrementado en los últimos 20 años. Así pues, en 1987 implicaba el 49% del total del suelo de la cuenca y en el año 2004 superó el 58%. Destacando de modo especial la cuenca baja con una ocupación de un 60% del total de su superficie.

Hay que hacer notar cómo los prados y pastizales son muy ricos en especies. A continuación se muestra el inventario realizado en un sector costero próximo a la localidad de Liencres en una hectárea de pastizal: "Botón de Oro" (*Ranunculus sp.*), margarita (*Bellis perennis*), llantén (*Plantago lanceolata*), trébol violeta (*Trifolium pratense*), trébol blanco (*Trifolium repens*), "festuca roja" (*Festuca rubra*), amargón (*Taraxacum officinale*), acedera (*Rumex sp.*), carex (*Carex panicea*), cardo (*Cardo amatista*), lino (*Linum angustifolia*), centaurea (*Centaurea jacea*), junco (*Juncus sp.*), zanahoria (*Daucus carota*), crisantemo (*Chrysantenum sp.*), crepis (*Crepis virens*), holco lanoso (*Holcus lanatus*), potentilla (*Potentilla sp.*), agrostis (*Agrostis sp.*), cola de perro (*Cynosorus cristatus*) y poa de los prados (*Poa pratensis*).

Para terminar este apartado se destacará, la enorme preocupación que, en los últimos años la ha despertado presencia de especies invasoras alóctonas de otros continentes que cada año proliferan cubriendo nuevas superficies. En el momento actual, el Gobierno de Cantabria, a través de las consejerías de Ganadería y Medio Ambiente, está intentando mermar la eficacia colonizadora de alguna de estas especies. Así, el Pas no es ajeno a esta invasión en la que la vegetación autóctona sufre un proceso de sustitución y desaparición por la llegada de estas nuevas especies. A

continuación, se establece una relación de los sectores más afectados y las especies colonizadoras principales:

- En el Sistema Dunar de Liencres y Cuenca Baja (PÉREZ, 2006 y BOHIGAS y CARRACEDO, 2006): *Carpobrotus edulis, Oenotherax fallax, Arundo donax, Cortaderia selloana, Stenotaphrum secundatum y Reynoutria japonica.*

- En Cuenca media y alta detectada en trabajo de campo: *Cortaderia selloana*. Ésta última, ha sido observada por el autor de esta Tesis en las inmediaciones del Puerto del Escudo.

De todas las especies descritas es, sin lugar a dudas, el *"Plumero de la Pampa"* (*Cortaderia selloana*) **(**Fig. I-19**)**, el más agresivo y de mayor proliferación. Su rápida y eficaz expansión parece estar facilitada por las vías de comunicación y valles fluviales, donde las turbulencias propiciadas por los vehículos a motor y, el viento, son los principales transmisores. Todas ellas parecen ocupar y sustituir nichos ecológicos de vegetación autóctona, empobreciéndose considerablemente la biodiversidad no sólo en el Pas, sino, de gran parte de Cantabria. Recientemente, se ha iniciado una campaña de exterminio por parte del Gobierno regional pero, de consecuencias y eficacia todavía desconocidas.

Fig. I-19.- Vista de pies de la especie *Cortaderia Selloana ("Plumero de la Pampa")* invadiendo las dunas del Parque Natural de Liencres.

1.3.2.2.- Formaciones edáficas.

Nos basaremos en los datos aportados por el ITSEMAP – Instituto Tecnológico de Seguridad de MAPFRE para el Gobierno de Cantabria (1987).

Las llanuras aluviales, anexas al río Pas, se caracterizan por la presencia, principalmente, de "*fluvisoles dístricos*" y "*eútricos*" y algunas manchas de "*regosoles dístricos*". Por lo general son suelos poco desarrollados, jóvenes y con perfiles bastante homogéneos sin que se puedan diferenciar horizontes. Las texturas varían entre las fracciones "*arenosa-franca*", "*franco-arenosa*" y "*franco-arcillosa-arenosa*". Suelen ser formaciones permeables con gran porosidad y buena actividad biológica, determinando las áreas más proclives a ser cultivadas de la cuenca. También, en estas llanuras abundan suelos "*phaeozem*", caracterizados fundamentalmente por la presencia de un horizonte mólico rico en materia orgánica (humus tipo "*mull*") con un grado de humificación bien desarrollado y que puede ser profundo. Pueden llegar a ofrecer un perfil A(B)C. Los fluvisoles predominan en la cuenca baja y coinciden con las llanuras de inundación emplazadas en el fondo de valle.

Las laderas, en función de su génesis, soportan "*cambisoles dístricos*" y "*eútricos*". Se trata de suelos que se encuentran muy extendidos en la Comunidad de Cantabria, generados a partir de la alteración de los substratos, con texturas intermedias y de estructuras muy distintas a la de los materiales geológicos de partida. Con frecuencia desarrollan, a su vez, suelos "*pardos*" con arcillas silicatadas o de neoformación dejando libres feldespatos y micas.

Por otro lado, los afloramientos rocosos de la cuenca han desarrollado "*litosoles*" y "*rendzinas*" caracterizados por su gran pobreza. En el caso de los primeros, el substrato rocoso apenas se encuentra a 10 cm de profundidad en el perfil. Suelen incluir perfiles (A)/R ó A/R y son las formaciones edáficas que presentan menor resistencia a los procesos erosivos al coincidir con las áreas de mayor pendiente. Su presencia es importante en la cuenca alta y media. Respecto a las "*rendzinas*", que se asocian a los anteriores (además de a otras formaciones como los "*cambisoles*") suelen tener un horizonte A mólico bien humificado y se asientan sobre materiales de origen calcáreo. Suelen ser ricos en nutrientes, con pH básicos. En el Pas son aprovechados para actividades ganaderas y de repoblación forestal.

En la cuenca baja así como en la franja costera dominan los *"cambisoles dístricos"* (Bd) de carácter ácido, con pocos nutrientes y, por tanto, sólo aprovechables para pastizal. Se extienden principalmente en la vega de Renedo y el sector septentrional del Puerto del Escudo.

También hay que destacar igualmente el conjunto de "litosoles" de origen calizo, destinados a aprovechamientos forestales presente en el sinclinal de "La Picota" y en el "Macizo del Dobra". Este último separa al río Pas del Besaya en tramos de sus cuencas medias. Finalmente, en el área de desembocadura se dispone el conjunto de las dunas de Liencres que conforma, evidentemente, una extensa superficie donde los "*arenosoles*" recubren sus materiales eólicos.

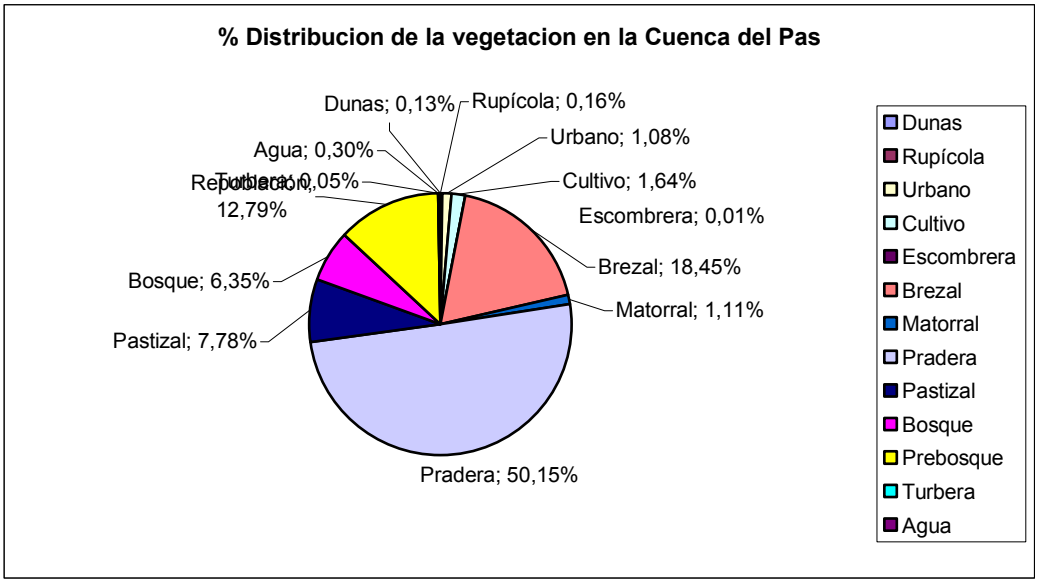
En la cuenca media, donde el Valle de Toranzo abarca la totalidad de la misma, los "*fluvisoles*" y "*cambisoles*" son los suelos dominantes. Como se destacó con anterioridad, pueden ser intensamente aprovechados para su explotación agrícola.

En la cuenca alta del Pas y la cabecera de su afluente el Pisueña, hay que destacar la presencia de "*cambisoles húmicos*" (con horizonte A "*úmbrico*") asociados a "*Ranker*" y a rocas silíceas. Actualmente son ocupados por brezales, pastizales y repoblaciones de *Pinus sylvestris*. Suelen ser pobres y se asientan sobre laderas con fuertes pendientes y fácilmente erosionables. Igualmente, los "*litosoles*" dominan en los afloramientos rocosos del Puerto del Escudo y la margen derecha del río Magdaleno.

1.3.2.3.- Los usos del suelo.

En este apartado se prescindirá de la superficie anteriormente detallada de vegetación natural. Como se acaba de relatar, el impacto de las actividades agrarias y ganaderas en la cuenca del Pas es importante al exigir cerca del 60% de la superficie de la cuenca (MAPYA, 1985a y 1985b y DCITIMAC, 2004) (Fig. I-21):

- **Superficies dedicadas a la ganadería**: las praderas para pasto ocupan gran parte de la superficie y, actualmente, siguen determinando una de las formas de vida más comunes (principalmente en la cuenca alta). Ocupan todo tipo de unidades geomorfológicas como llanuras aluviales, antiguas marismas desecadas y superficies topográficas de pendientes moderadas y elevadas como es el caso de la cuenca alta. Hay que señalar que la ganadería usual es la dedicada a las vacas de leche *("frisonas"* o *"pintas"*) y, en menor número, la destinada a la producción de carne (*"limosina"*).



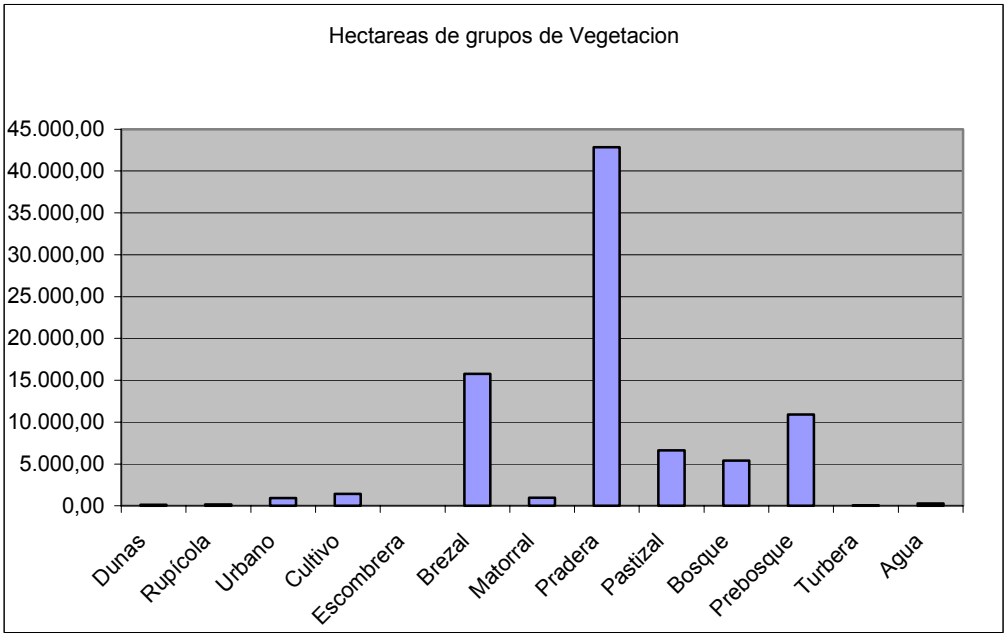


Fig. I-20.- Distribución de los usos del suelo en la cuenca del Pas (elaborado a partir de los datos cedidos por el DCITIMAC, 2004). (Se ha denominado *"prebosque"* a superficie repoblada con estratos arborescente y arbóreo)

- **Superficies dedicadas a la explotación de bosques de eucalipto** (*Eucaliptus globulus*). Éste se cultiva principalmente en la cuenca baja y ha sustituido a la vegetación forestal autóctona para satisfacer la demanda de distintas industrias de la región. En 1985, sólo la superficie explotada suponía casi el 20% del total de la cuenca y los eucaliptos solían encontrarse en las laderas de pendiente moderada. Actualmente varía en función del año y se ha visto sensiblemente reducida por debajo del 10% (DCITIMAC, 2004).

- **Explotación de bosques de repoblación**: representadas principalmente por *Pinus radiata, Pinus sylvestris* y *Pinus pinaster* repartidos en rodales por toda la cuenca y cuyos bosques de repoblación suponían algo más del 7% de la superficie total ocupada en los años "80". En la actualidad, determinan valores inferiores al 5%.

- **Espacios dedicados a cultivos intensivos** (maíz principalmente) y frutales (sobre todo manzanos). Tienen un escaso papel en la vida económica de la cuenca pero suelen complementar las actividades anteriores. En 1985 apenas alcanzaban el 2,8% del total de la superficie del Pas y, hoy en día abarcan el 1,64%.

- **Espacio urbano**: hasta el momento apenas supera el 1% de la superficie total, pero existen diferencias entre la cuenca baja y la cuenca alta. Si bien no ha sido precisado, es obvio que sí gran parte de la población se concentra en las proximidades a la desembocadura del Pas, la superficie ocupada será bastante mayor en proporción con respecto a la existente aguas arriba. Además, el sector costero sufre desde hace tiempo una fuerte proliferación de la especulación urbanística como se destacará en capítulos posteriores.

1.3.2.4.- La fauna de la cuenca del Pas.

Existen diferentes manuales e informes sobre la fauna "potencial" en Cantabria. Pero realmente son pocos los que profundizan y, en todo caso, corresponden con guías o inventarios locales (ITSEMAP, 1987). Respecto a las especies existentes en el Pas, la información es ciertamente escasa. A continuación, se exponen en distintas tablas la fauna inventariada durante el trabajo de campo de la presente Tesis que ha abarcado temporalmente los últimos 5 años. Destacar que es sólo la que se ha podido identificar de alguna manera y, en algunos casos, con la inestimable ayuda y colaboración de lugareños y agentes forestales. Al no ser el elemento faunístico la especialidad del autor de la presente Tesis, en este apartado me limitaré a una sencilla descripción de las tablas donde figuran las distintas especies que habitan en la cuenca.

En la Tabla I-II-A se exponen los mamíferos, en la Tabla I-II-B los reptiles y anfibios y en la Tabla I-II-C se incluyen las aves. En ellas se establece por columnas los siguientes parámetros: el "nombre común", "nombre científico", si ha existido avistamiento por mi parte o la de lugareños y el sector de la cuenca donde se produjo y, finalmente la "rareza de la especie".

	NOMBRE COMÚN	NOMBRE CIENTÍFICO	avistam/presenc	RAREZA
	Ciervo	*Cervus elaphus*	Cuenca media y alta	Usual
M	Corzo	*Capreolus capreolus*	Renedo	Raro
A	Erizo común	*Erinaceus europaeus*	Renedo	Usual
M	Murciélago común	*Pipistrellus pipistrellus*	La Picota, Mogro	Usual
I	Musaraña común	*Crocidura russula*	Cuenca media y alta	Usual
F	Rata campestre	*Rattus rattus*	Mogro	Usual
E	Rata común	*Rattus norvegicus*	Mogro	Usual
R	Rata de agua	*Arbicola amphibius*	Estuario:	Usual
O	Ratón casero	*Mus musculus*	Toda la cuenca	Usual
S	Ratón de campo	*Apodemus sylvaticus*	Toda la cuenca	Usual
	Zorro	*Vulpes culpes*	Toda la cuenca	Usual

TABLA I-II-A.– Relación de mamíferos avistados en la cuenca del Pas.

NOMBRE COMÚN	NOMBRE CIENTÍFICO	Avistam/presenc	RAREZA
Culebra de esculapio	*Elaphe longissima*	Toda la cuenca	Raro
Lagarto verde	*Lacertta viridis*	Estuario y Dunas de Liencres	Raro
Lagartija ibérica	*Lacerta hispanica*	Toda la cuenca	Usual
Víbora aspid	*Vipera aspis*	Toda la cuenca	Raro
Sapo común	*Bufo bufo*	Cuenca baja y media	Raro
Rana verde	*Rana ridibunda*	Cuenca baja y media	Usual

TABLA I-II-B.– Relación de los anfibios y reptiles avistados en la cuenca del Pas.

	NOMBRE COMÚN	NOMBRE CIENTÍFICO	avistam/presenc	RAREZA	Nidifica
	Alcatraz Atlántico	*Morus bassanus*	Estuario	Raro	
	Ánade azulón	*Anas platyrhyncho*	Quijano (C.B.)	Raro	Sí
	Andarrios chico	*Actitis hypoleucos*	Playa Liencres	Raro	
	Andarrios grande	*Tringa ochropus*	Playa Liencres	Raro	
	Ánsar campestre	*Anser Fabalis*	Puente Arce; Ontaneda	Raro	
	Archibebe claro	*Tringa Nebularia*	Playa Liencres	Raro	
	Avión común	*Delichon urbica*	Poblaciones	Usual	Sí
	Cernícalo vulgar	*Falco tinnunculus*	Común en la cuenca	Usual	Sí
	Charrán común	*Sterna hirundo*	Playa Liencres	Raro	
	Charrancito	*Sterna albifrons*	Estuario	Raro	
	Chorlitejo chico	*Charadrius dubius*	Playa Liencres	Usual	Sí
A	Cisne negro	*Cygnus atratus*	Estuario	Raro	
V	Cisne vulgar	*Cygnus olor*	Estuario	Raro	
E	Cormorán grande	*Phalacrocorax carbo*	Estuario y urros	Usual	Sí
S	Corneja	*Corvus corone*	Toda la cuenca	Usual	Sí
	Correlimos común	*Calidris alpina*	Playa Liencres	Usual	Sí
	Garceta común	*Egretta garzetta*	Estuario	Usual	Sí
	Garza Real	*Ardea cinerea*	Estuario y Las Presillas	Usual	Sí
	Gaviota argentea	*Larus argentatus*	Playa Liencres y estuario	Usual	
	Gaviota patiamarilla	*Larus cachinnans*	Playa de Liencres y estuario	Usual	Sí
	Gaviota reidora	*Larus ridibundus*	Playa Liencres y estuario	Usual	Sí
	Golondrina	*Hirundo rustica*	Toda la cuenca	Usual	Sí
	Gorrión común	*Passer domesticus*	Toda la cuenca	Usual	Sí
	Grajilla	*Corvus monedula*	Toda la cuenca	Usual	Sí
	Halcón común	*Falco peregrinus*	Cuenca baja y media	Raro	Sí
	Jilguero	*Carduelis carduelis*	Toda la cuenca	Usual	Sí
	Martín pescador	*Alcedo atthis*	toda la cuenca	Usual	Sí
	Milano cenizo ¿aguila ceniza?	*¿Milvus migrans o Circus pygargus?*	Estuario	Raro	Sí
	Mirlo común		Toda la cuenca		Sí
	Ostrero	*Haematopus ostralegus*	Estuario	Raro	No
	Paloma Torcaz	*Columba palumbus*	Cuenca baja y media	Usual	Sí
	Ratonero	*Buteo buteo*	Cuenca baja y media		Sí
	Urraca	*Pica pica*	Toda la cuenca	Usual	Sí

TABLA I-II-C. – Relación de aves avistadas en la cuenca del Pas.

Si bien existen muchas especies comunes, cabe hacer mención a la identificación de ciertas realmente inusuales como es el caso de la aparición entre 2002 y 2003 de 2 cisnes cuyo origen es desconocido (¿se escaparon de algún centro? ¿estaban de paso por el Pas?). Otro hecho inusual es la identificación por parte de los guardas del Parque Natural de Liencres de 2 nutrias en la zona del estuario hace unos 9 años. Desafortunadamente, esta especie parece haber desaparecido de las aguas del Pas.

De todas estas especies cabe resaltar que algunas se encuentran en peligro y son protegidas como es el caso del salmón. A este último se le dedicará una especial atención en el apartado dedicado a la contaminación del Pas.

De igual modo, debe mencionarse que, recientemente, la Fundación Naturaleza y Hombre, con ayuda de Fondos Europeos y del Gobierno de Cantabria, está reintroduciendo el Rebeco alcanzando a fecha actual (2006) un total de 32 cabezas[2].

No se puede cerrar este apartado sin analizar los efectos que sobre la fauna tuvo el vertido del petrolero "Prestige", en Noviembre de 2002. A modo de síntesis sobre sus consecuencias puede señalarse que de las 160 gaviotas censadas en el estuario del Pas dos meses antes del suceso, medio año después del naufragio sólo fueron enumeradas unas setenta. La presencia de cormoranes, común en las cercanías, desapareció durante casi un año. Además, algunos aparecieron muertos en la playa de Liencres. Esto puede dar una imagen de las pérdidas menos visibles y de la gran catástrofe de esta marea negra.

1.3.2.5.- Breve síntesis del paisaje cultural.

El paisaje pasiego se caracteriza, principalmente, por la existencia de numerosas praderas entre las que se intercalan pequeños bosques bien de origen autóctono, bien de repoblación. En sí, la imagen de una Cantabria "verde" se encuentra íntimamente ligada a los pastizales y praderas que son, a su vez, una herencia de una actividad secular que el hombre lleva realizando en el valle. El paisaje de la cuenca baja, apenas resalta por

[2] Comunicación personal de los directores del proyecto de la Fundación Naturaleza y Hombre, a los que agradezco su información.

vegetación de porte arbóreo y, en dicho caso, suele estar vinculado a explotaciones de eucalipto que desnaturalizan la vegetación autóctona. Quizás, la belleza en este sector recaiga en la costa: el sistema dunar de Liencres, "la rasa", el estuario y, dominando sobre ellas, el monte de "La Picota", majestuoso relieve cuya cumbre preside todo este tramo costero (Fig. I-21 y I-22).

Fig. I-21.- Vista de la cumbre del Monte de La Picota e imagen de su relieve presidiendo el estuario del Pas durante el ocaso.

Fig. I-22.- Vista desde el aire del paisaje litoral en las inmediaciones de la localidad de Liencres.

En la cuenca media persiste el paisaje de pradería. No obstante, en las laderas, empiezan a surgir rodales de árboles caducifolios autóctonos junto a los arroyos, que diversifican sensiblemente la monotonía verde de este tramo (Fig. I-23). Si bien, existen

distintas elevaciones de cierta cota, la que resalta por el color desnudo blanco de su litología calcárea, es el Monte de Puente Viesgo o del *"Castillo"*, en la frontera entre la cuenca media y baja. Su morfología escarpada destaca sobre las formas de relieve de sus alrededores, atenuados sus perfiles por una erosión que modela roquedos más deleznables y lábiles.

Fig. I-23.- Paisaje de la cuenca media donde el río y el verdor de los prados asegurado por unos cielos encapotados constituyen sus elementos más característicos

Finalmente, la cuenca alta destaca por una conjunción típica que asocia relieves abruptos y una vegetación así como unos prados ubicados en fuertes pendientes. No obstante, no faltan ciertos sectores, como es el caso de San Pedro del Romeral o Vega de Pas, donde se advierte un fuerte contraste: en una vertiente destacan bosques de caducifolios y, en la otra, extensas praderas para el ganado vacuno. Entre estas formas más o menos naturales, a veces imperceptibles y otras bien visibles por su localización altozana, destacan las pequeñas "cabañas" (Fig. I-24): nos encontramos pues, en los "Valles de Pas", cuyo paisaje es eficazmente custodiado por el macizo de Castro Valnera.

Fig. I-24.- Cabañas pasiegas en la Cuenca Alta.

1.3.2.6.- Figuras de Protección.

Respecto a las figuras de protección en la Cuenca del Pas hay que destacar las siguientes:

- ***Protección de la Unión Europea:***
- **LIC –** (*"Lugar de Importancia Comunitaria"*): Río Pas, estuario, dunas de Liencres y sector meridional de la Cuenca alta del Pas (cercanías del Puerto del Escudo). En el primero hay que valorar la presencia del "salmón atlántico" (*"Salmo salar"*) protegido tanto por la UE, como por el Estado español y el Gobierno de Cantabria. El segundo tiene su interés por la presencia de brezo.
- **ZEPA -** (*"Zona Especial de Protección de Aves"*): Acantilados orientales de Liencres caracterizados por su riqueza en especies avícolas.
- ***Gobierno de Cantabria***: Parque Natural Regional según el Decreto 101/1986, del 9 de diciembre de 1986.

1.4.- ALGUNOS ASPECTOS HISTÓRICOS.

Es de obligado cumplimiento referenciar algunos aspectos históricos de Cantabria y de la cuenca investigada en la presente Tesis. El motivo es claro: el factor geográfico parece ser un condicionante determinista a tener en cuenta en gran parte de la historia en Cantabria. Ésto ya fue advertido por los historiadores romanos y, en muchas ocasiones, no sólo en la antigüedad sino en épocas más recientes se ha atribuido a lo abrupto del terreno y a la frondosidad de los bosques cántabros como *"el principal responsable del carácter guerrero, desconfiado y fiero de este pueblo"* (RUIZ DE SALAZAR, 1850, ECHEGARAY, 1996).

En el Valle del Pas, los tiempos prehistóricos han dejado sus testigos más excepcionales en las cuevas del "Monte Castillo", "Las Chimeneas", "La Flecha" y "Las Monedas" en la localidad de Puente Viesgo (cuenca media). En la primera, se establecieron los hombres del Paleolítico y sus dependencias hipogeas constituyen uno de los principales representantes de este período en Cantabria junto a "Las Cuevas de Altamira" y de "El Pendo" -ésta última muy próxima al Pas-. A su vez son de las más importantes dentro del estudio del Paleolítico europeo. En la cueva del "Monte Castillo" hay registro de la presencia del ser humano de los últimos 90.000 años aproximadamente (CABRERA, et al., 2006): y son numerosos los utensilios y artefactos asignados culturalmente al Achelense, Musteriense, Auriñaciense, Gravetiense, Solutrense, Magdaleniense, Aziliense, Edad del Bronce y Edad del Hierro. Esta cavidad, de notables dimensiones y modelada sobre las *"Calizas de Montaña"* de edad hercínica, era, al parecer, solo ocupada durante los momentos climáticos más rigurosos pues en tiempos más benignos y al ser demasiado húmeda, se produjeron continuos abandonos de la misma (CABRERA et al., 1996). Es de suponer por los restos de fauna y las pinturas encontradas en sus paredes que, durante el Pleistoceno superior, el Valle del Pas tenía una cierta diversidad en especies animales (*Rhinoceros merckii, Dicerorhirus hemitoechus, Capreolus, Bison sp., Cuon, Capra, Felis leo, Felis pardus, Hyaena spelaea, Urdus spelaeus, Cervus elaphus, Equus caballus* y otros). Esto, junto a la existencia de masas boscosas, permitió a las primeras sociedades cazadoras y recolectoras incorporar las proteínas necesarias para subsistir durante el período glaciar del Würm (20.000-18.000 B.P.) o Estadio isotópico 2. La crudeza climática que esta

crisis fría revistió en la cuenca alta del Pas, más agreste e inhóspita, explica que careciera de pobladores y estos se distribuyeran entre la media y la baja.

Por otro lado, parece que los primeros pobladores en Cantabria ofrecen elementos culturales que tienen cierto retraso, si se hace una comparativa con los focos más importantes del mundo, ya que parecen situarse en el interglaciar Riss/Würm (DIEGO LIAÑO, 1987). A su vez, es posible que la falta de amplias llanuras supusiera un serio contratiempo para las prácticas agrarias en los tiempos holocenos.

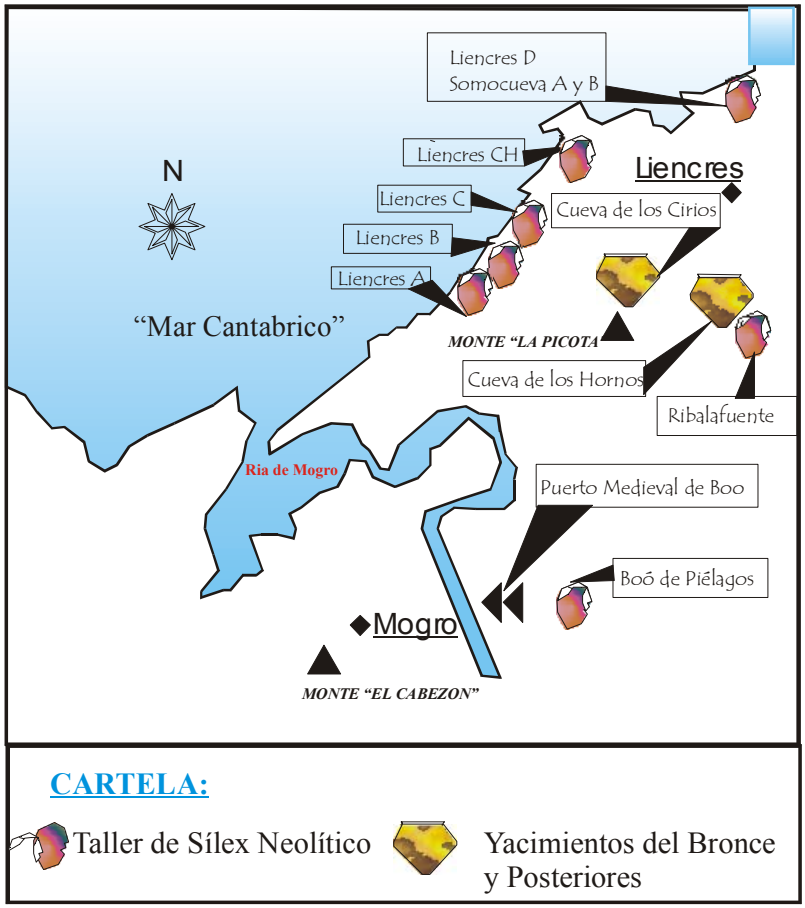


Fig. I-25. - Situación de los yacimientos arqueológicos en el estuario del Pas.

Respecto al Neolítico, y con la llegada de unas condiciones ambientales más benignas tras el final del período glaciar, se propició el inicio de las primeras comunidades mariscadoras y pescadoras. Esto explica el incremento de la presencia de asentamientos en la cuenca baja del Pas. Ejemplos claros se pueden encontrar en distintos yacimientos en las cercanías del Monte de "La Picota", la "Rasa de Liencres" y del sistema dunar de Liencres. En estos parajes se reparten distintas cavidades y yacimientos ocupacionales al aire libre con numerosas herramientas neolíticas, del Calcolítico y de la Edad del Bronce (A.A.V.V., 1996) (Fig. I-25). Las cuevas kársticas

que perforan el monte de “La Picota” aglutinan gran parte de estos hallazgos. Así pues, destacaremos principalmente: la cueva de los “Cirrios” con materiales del Neolítico-Bronce, Tardo-antiguo (merovingia), Medieval, y arte “rupestre esquemático-abstracto” (MUÑOZ FERNÁNDEZ et al., 1982); la Cueva de los “Hornos” con restos humanos del Eneolítico-Bronce (MUÑOZ FERNÁNDEZ, et al., 1982); la cueva de los “Riegos” con un *“conchero”* susceptible de ser del Epipaleolítico o Romano (MUÑOZ FERNÁNDEZ, 1992); y, más recientemente, en el hallazgo de una nueva cavidad que se ha denominado de “Las Calabazas” se encontraron restos del Hierro-II y de la Alta Edad Media (MUÑOZ FERNÁNDEZ, E., 2003) (Fig. I-26). Es posible que la presencia del estuario, ámbito rico en fauna y moluscos sea el principal reclamo de estas sociedades más evolucionadas.

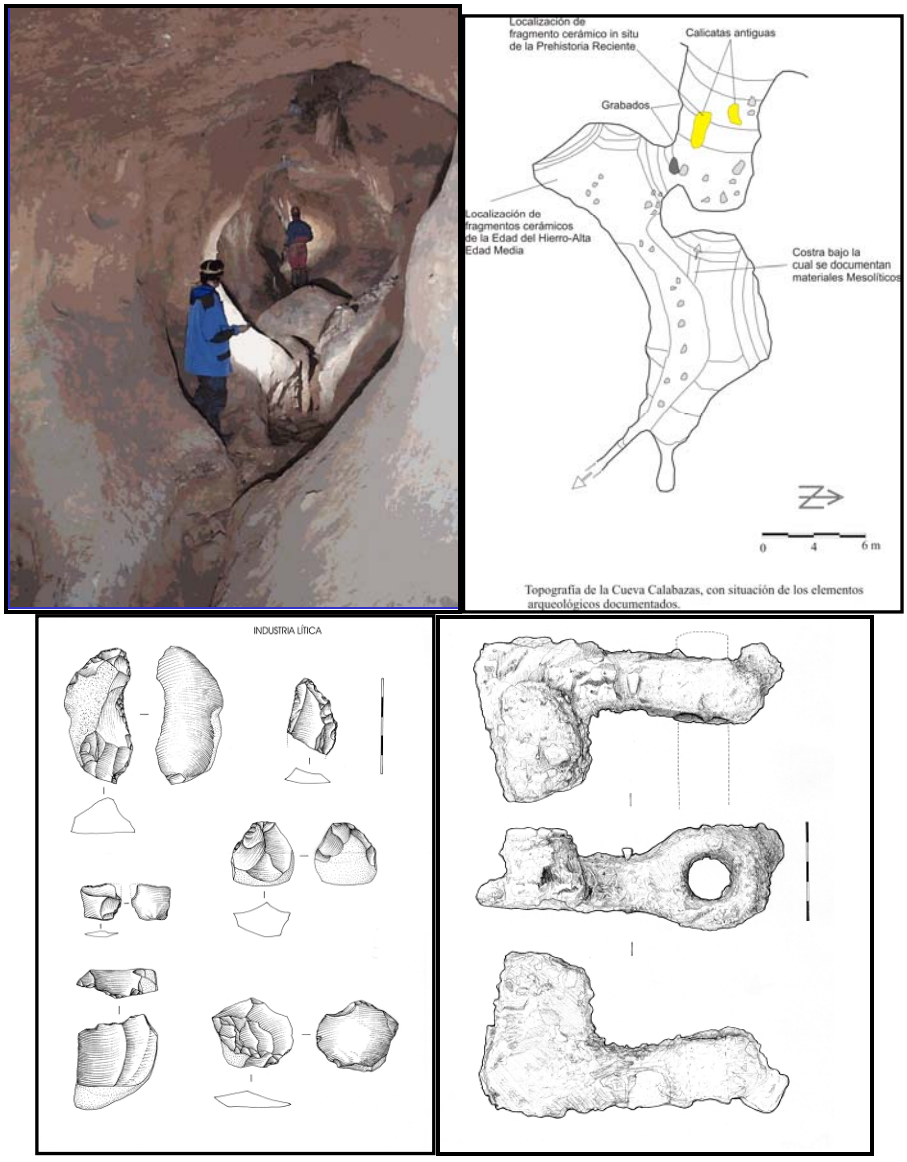


Fig. I-26.- Industria de lítica de período por determinar (izquierda) y restos visigodos encontrados en la cueva de “Las Calabazas” (superior), La Picota (Cedido por la agrupación Mortera Verde).

Durante el período de colonización romana en la Península Ibérica, hay que destacar que los pueblos que habitaban no sólo la cuenca del Pas, sino, en el resto de Cantabria, eran los denominados "**cántabros**". Su origen aún es discutido en nuestros días y parecen provenir de la mezcla de "**celtas**" con otro tipo de pueblos pre-romanos aún por precisar (CARO BAROJA, 1973; MARTINO, E., 1982; GONZÁLEZ ECHEGARAY, 1996). De su pasado en la Cuenca del Pas sólo quedan unos pocos vestigios: topónimos como "Castro Valnera" y, algunas "estelas" de origen funerario y religioso. De todas formas, el modo de vida disperso y en convivencia con la naturaleza apenas implicaba la construcción de infraestructuras que, en muy pocas ocasiones, eran de piedra a excepción de los asentamientos concentrados en "castros". Esto se acentúa si, además, tras el paso de los romanos, se desconoce "documentalmente" la propia existencia del Pas. Por ejemplo el reconocido historiador GONZÁLEZ ECHEGARAY (1996) (Fig. I-27) señala respecto a las fuentes romanas:

"(...) resulta por demás curioso –aparte de que todo el párrafo esté descrito de oeste a este y cada uno de los sectores internos del mismo de este a oeste- que se hallan citados todos los ríos de Cantabria menos uno[3]*: el Pas que justamente coincide con el punto medio geográfico entre los dos sectores".*

Este vacío documental no implica directamente que los romanos desconocieran la cuenca. Efectivamente, de sobra es conocido que hubo legiones que cruzaron el Pas entre el 27 y 25 a. C. durante las denominadas "Guerras Cántabras". Por un lado, el desembarco de estas en parajes próximos (*Portus Blendium* (Suances) y *Portus Victoriae* (Santander)) fue motivado por el apoyo reclamado por el propio emperador Cesar Augusto a Aquitania para atacar por la retaguardia a los cántabros que se habían hecho fuertes en *Arancillum* (cercanías de Reinosa) y el monte *Vindio* (actual Picos de Europa). Como poco, los que llegaron por este último lugar, estaban obligados a cruzar el río Pas o su estuario. Por otro lado, parece que explotaron con posterioridad las minas de caliza de Puente Arce (Cuenca Baja) y, recientemente, se ha descubierto un campamento romano en la divisoria de aguas que separa el Valle de Toranzo (Cuenca Media del valle del Pas) con la cuenca del río Besaya al oeste. Retomando el "factor geográfico", hay que destacar que, éste fue en gran medida responsable del origen de estas guerras. En efecto, el hecho que los "**cántabros**" se dedicaran al pillaje y saqueo

[3] El autor se refiere al documento de Mela, historiador romano cuyas fuentes son de gran importancia para el estudio de las denominadas Guerras Cántabras con los romanos.

de las planicies de Palencia y Burgos respondía, en gran medida, a la necesidad de obtener "trigo" y otros productos que en los valles de Cantabria no se podían obtener por el clima y el carácter estrecho de unas vegas que impedían la agricultura (CARO BAROJA, 1973; MARTINO, E., 1982; GONZÁLEZ ECHEGARAY, 1996). No se puede descartar que clanes procedentes del Pas intervinieran en estas empresas.

Fig. I-27.- Límites de Cantabria en periodo romano. Puede apreciarse cómo el río Pas no figura en las fuentes documentales romanas (ECHEGARAY, 1996).

Tras el declive del Imperio romano en la Península Ibérica llegaron los pueblos "germánicos" y, posteriormente los visigodos. De los primeros apenas hay datos de su vinculación directa al territorio en Cantabria ya que se asentaron, principalmente, en Galicia. De los segundos si quedan evidencias de relaciones (buenas o malas, esto no se discute), asentamientos y, al parecer, establecieron lazos de convivencia con los "**cántabros**" que aún no estaban totalmente romanizados (CARO BAROJA, 1973; ECHEGARAY, 1996). En la Cuenca Baja del Pas hay muestras claras de asentamientos visigodos en las cuevas del monte de "La Picota". (MUÑOZ FERNÁNDEZ, E., 2003). Por ejemplo, en la Cueva de los "Cirrios", hay restos que podrían corresponder a un pequeño núcleo de población emplazado en el entorno de la desembocadura de la ría, y cumpliendo la función de vigía de un cercano fondeadero de embarcaciones. Ligado a este poblamiento había una torre fortificada en la vertiente SE del Cerro del Castillo que da nombre al pico en el que se asienta y, que todavía, está pendiente su excavación (LOSA VEGA, 2006) (Fig. I-28).

Fig. I-28.- Vista en planta de la estructura de la fortificación del "Castillo" en "La Picota" (imagen izquierda) y, reconstrucción de una fortificación similar (imagen derecha).

Hay que esperar a mediados de la Edad Media (año de 1.010) para encontrar el primer documento relativo al Pas referido a los "Montes de Pas" (ESCAGEDO SALMÓN, 1921; TERÁN, 1947). No deja de resultar paradójico que éste se refiera a la cuenca "alta", la gran desconocida hasta este momento. En el mismo se hace referencia a una donación efectuada por el Conde Don Sancho y su mujer, Doña Urraca, al Monasterio de San Salvador de Oña propiciando así, que dicha institución aproveche con sus ganados los terrenos de los Montes de Pas que, a su vez, también fueron utilizados como pasto por las gentes de Espinosa de los Monteros – cercana localidad de Burgos. Es el inicio, en definitiva, del "mito" de la "**pasieguería**" o de la forma de vida "**pasiega**", arraigo de un modo de vida "pastoril" de los de mayor antigüedad de España y que aún pervive en nuestros días. De todas formas, una vez más, se vincula el carácter que tienen estas gentes al medio físico en el que viven. Valga de ejemplo la siguiente cita retomada de lo que ya recogiera en su día el ilustre geógrafo D. Manuel de Terán (1947) en afirmaciones de Enrique III:

"(...) son montañas bravas y desiertas a quien yo puedo hacer merced de ellas para que con sus ganados pazcan las yerbas y veban las aguas y duerman en los tiempos que hubieren menester".

La Edad Media supuso, en definitiva, la extensión de los núcleos de población en toda la cuenca. Sus valles retomaron, a igualdad de condiciones con otros, una mayor relevancia siendo cuna de hidalgos e incluso de insignes escritores como es el caso de D. Francisco de Quevedo (LEGUINA Y VIDAL, 1875). Pero esto también implicó una fuerte transformación del paisaje y del medio natural para adecuación de las formas de vida ganadera intensiva, deforestación para la incipiente industria, etc. (RUIZ DE SALAZAR, 1850; FOMENTO, 1890-1897; CORBERA, 1983; ITSEMAP, 1987; SÁNCHEZ GÓMEZ, 1987; ALCALÁ-ZAMORA Y QUEIPO DE LLANO, 1987; DIEGO, 1989; RIVAS, 1989).

Para concluir, las aguas del Pas "rezuman" historia y su geografía es un vivo ejemplo de la relación hombre-naturaleza. Ésta, unas veces ofreció numerosos condicionamientos favorables (bosques densos y ricos con distintas especies que garantizaban la recolección de frutos, leña así como la práctica de la caza) y la existencia de múltiples cavidades que servían de cobijo ante las rigurosidades climáticas en tiempos de los primeros pobladores. Otras, lo eran en contra: dificultades planteadas por su orografía (relieve accidentado, fuertes pendientes, estrechez de sus valles, etc.) y, estacionalmente una climatología adversa.

1.5.- ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS GENERALES.

Respecto a la Cuenca del río Pas existen pocas aportaciones vinculadas con el campo de la Geografía y, más si cabe, con la Geomorfología. El motivo en parte se encuentra en que esta cuenca si ha tenido algún interés dentro de los estudios e investigaciones científicas o literarias, ha sido mayoritariamente para analizar un factor cultural, etnográfico o incluso "folklórico": la "**pasieguería**" o la vida "**pasiega**". Por ello, incluso geógrafos de la talla de D. Manuel de Terán (1947) y Ortega Valcárcel (1975), se han centrado más en estos aspectos que los relacionados con la Geografía Física. Existe en este territorio una amplia gama de estudios realizados por distintos tipos de investigadores de todos los ámbitos y entre los que habría que incluir, además de los geógrafos mencionados; otros autores exclusivamente dedicados a temas sociológicos como García Lomas (1977), Freeman (1979), González Echegaray (1974 y 1983), Vega Santos (1987), Ibáñez Martínez-Conde (1990), Leal (1991), Montesinos et al., (2001), etc., que pretendieron, principalmente descifrar, los orígenes, la evolución

y el futuro que espera a los pobladores de este territorio; en aspectos de detalle: estudios del lenguaje pasiego (PENNY, 1970; VEGA SANTOS, 1987), la música y los refranes locales (PÉREZ DE URBEL, 1933; FERNÁNDEZ ACEBO et al., 1992); hasta, finalmente, la arquitectura propia de las "cabañas" pasiegas (GARCÍA ALONSO, 2004);

Mención aparte tiene la maravillosa disertación de D. Ruiz de Salazar (1850), director del balneario de Alceda. Sus grandes conocimientos no sólo en su profesión, la medicina, sino en campos como la geología, química, naturaleza e, incluso, la climatología aportaron datos vinculados al Pas así como a la hidroquímica de sus aguas, temperaturas ambientales y un largo etcétera (RUIZ DE SALAZAR, 1863). Además, aportó una valiosa y muy distinta información acerca de inundaciones pasadas y también de los hábitos culturales de la población residente en el Valle de Toranzo.

Prosiguiendo con el campo de la Geografía, hay que destacar los trabajos dedicados a las transformaciones rurales y agrarias. Como buen ejemplo de estas se encuentran no sólo publicaciones, sino, memorias de Tesis como son el caso de Diego Liaño (1989) que se analiza el espacio forestal de la cuenca, o los trabajos de Arceo Mínguez (1982) y Corbera Millán (1990) junto a artículos como los de Delgado Viñas (2003) y Carral (2006) donde se abordan los aspectos relacionados con las transformaciones agrarias y sus distintas repercusiones.

De gran interés, para la presente Tesis, ha sido el estudio de Garmendia (1986) sobre las inundaciones históricas en el río Pas. Es de los pocos trabajos vinculados a la Geografía Física realizados en esta cuenca. En un capítulo posterior, se abordarán y retomarán los planteamientos de dicha investigación para efectuar, en un marco más amplio, la evaluación de los riesgos futuros en el río Pas.

Desde la perspectiva de otras ciencias, hay que destacar por un lado, los estudios de contaminación realizados en el río Pas por Ortega Movillo (1990) y Mérida Maldonado (1991) que servirán para contrastar con los efectuados en este trabajo. También, el análisis detallado y concreto de Tomillo (1985) sobre las características de los materiales de facies Weald de la cuenca alta. Tampoco se puede dejar de referenciar para el estudio de la Geomorfología del Pas, una pequeña publicación respecto a las

dataciones de las terrazas de la cuenca baja por parte de de González Díez (1996) y su ya mencionado trabajo de Tesis sobre deslizamientos (1995).

Respecto a los estudios relacionados con el litoral de Cantabria, y principalmente sobre el tema que nos ocupa, existen muy pocas referencias, a la inversa de lo que ocurre en otras regiones cantábricas, como Galicia, Asturias y País Vasco. En ellas, las investigaciones han sido relativamente frecuentes desde finales del siglo XIX (SCHULTZ, 1858), y llevadas a cabo por otros autores de notable prestigio como Eduardo y Francisco Hernández-Pacheco, Isidoro Asensio Amor (1960-1970), Henry Nonn (1966), Guy Mary (1979), entre otros.

En Cantabria tan sólo hay dos estudios sobre su litoral, y además, casi inéditos: la Tesis Doctoral de Victoria Rivas (1991) y la Memoria de Licenciatura de Manuel Moñino (1986). Ambas también serán de gran valor para el presente estudio.

El primero es una evaluación del litoral de Cantabria y del País Vasco bajo el título "*Evolución Reciente y Estado Actual del Litoral Cantábrico Oriental*". Mientras el segundo consistió en un estudio de las Rasas de Cantabria denominado: "*Establecimiento y Cartografía de los Niveles de Rasa Litoral Existentes en Cantabria*". Además de estos trabajos, se pueden añadir algunos artículos de investigaciones puntuales como las llevadas a cabo por Hernández-Pacheco F. y Asensio Amor sobre la Ría de San Vicente de la Barquera (1966a) o las de Germán Flor sobre el litoral de Cantabria (1980).

Para concluir, existen distintas publicaciones que, sin centrarse estrictamente en el análisis de la cuenca del Pas, abordan temáticas de interés y, que durante los distintos capítulos, se irán referenciando. Además, hace un par de años se ha publicado un libro dirigido por el autor de esta Tesis que aglutina diversos artículos donde se incluyen distintos aspectos geográficos, medio ambientales, sociales y patrimoniales relativos a la cuenca del Pas cuyo titulo es: "*Medio Ambiente, Patrimonio y Sociedad en la Cuenca del Pas"*. Este libro es fruto de un previo "Documento Blanco" para la administración realizado por alguno de los autores ya mencionados y asociaciones ecologistas (A.A.V.V., 2005).

CAPÍTULO II:

OBJETIVOS Y METODOLOGÍA:

2.1.- OBJETIVOS

Los objetivos de la presente Tesis Doctoral son diversos y buscan resolver no sólo algunas de las cuestiones geomorfológicas de mayor interés en la cuenca del Río Pas, sino otros aspectos vinculados a riesgos de inundación o de contaminación que parecen haberse incrementado en los últimos años. De una forma sintética son los siguientes:

1. Analizar al marco morfoestructural de la cuenca baja del río Pas.

2. Determinar la evolución geomorfológica del estuario del Pas para entender qué factores determinaron la formación del complejo dunar de Liencres, el más importante del litoral cantábrico.

3. Una vez conocida dicha evolución, entender los motivos que determinaron la rotura de dicho sistema dunar en más de 150 m en Febrero de 1995. Evento singular y poco habitual en las costas españolas. Para ello se examinarán tanto posibles causas naturales como antrópicas.

4. Revisar el balance actual erosión/sedimentación en el Parque Natural de las "Dunas de Liencres" y su estuario.

5. Evaluar los posibles efectos de la prsumible subida del nivel del mar por el efecto del denominado "Cambio Climático" en el conjunto playa, duna y estuario de Liencres.

6. Estudiar los riesgos de inundación del río Pas y de forma muy particular en su cuenca baja, tramo que ha sufrido un fuerte proceso antrópico en los últimos 10 años a costa de sus márgenes. También se analizarán distintas inundaciones

históricas que puedan ayudar a comprender este fenómeno reiterativo en la cuenca.

7. Se pretende realizar una estimación con analíticas sencillas del estado geoambiental de sus aguas y de las fuentes que alimentan su caudal debido a que el río Pas constituye un ecosistema fluvial de una gran riqueza faunística, entre las que se encuentran especies como el salmón ("*Salmo salar*") casi extinta en la Península Ibérica y la trucha ("*Salmo trutta*") entre otros.

8. Y, por ultimo, realizar una cartografía de las distintas temáticas abordadas en la Tesis.

En definitiva, la finalidad de la Tesis es amplia y compleja: por un lado, por la dificultad que entraña la labor de síntesis a la hora de comprender el marco en el que se conectan tres medios naturales con sus dinámicas específicas como son el mar, el río y el estuario. Y por otro, analizar aspectos tan distintos como son los riesgos de inundación y de contaminación que responden casi siempre a factores geográficos fruto de las interactuaciones entre el medio natural y el antrópico.

2.2.- METODOLOGÍA

La gran variedad de problemas geomorfológicos advertida, tanto en la cuenca media y baja del río Pas como en su desembocadura, ha exigido la aplicación de diversos métodos de trabajo y la utilización de múltiples técnicas experimentales desarrolladas en marcos espaciales de muy diferente escala. Integrar las escalas 1/25.000 ó 1/10.000, adoptadas en los reconocimientos de campo con las microscópicas (establecidas en la lupa binocular e, incluso en el microscopio electrónico de barrido), ha sido uno de los retos más complejos y, a la vez más interesantes, a resolver en esta tesis.

La metodología aplicada ha girado en torno a varios ejes: el trabajo de campo, los análisis de laboratorio, los procedimientos fotogramétricos y los métodos orientados al estudio de los riesgos de inundación. Pasos previos fueron por un lado, el

reconocimiento geográfico de los sectores del valle que han sido objeto de estudio; por otro, la recopilación de toda la información existente, publicada y no publicada, efectuada con anterioridad y, finalmente, la obtención de la cartografía y de las colecciones de fotografía aérea pertenecientes a vuelos realizados de diversos años.

El reconocimiento geográfico se realizó desde el inicio con la finalidad de seleccionar, lo mejor posible, aquellos parajes que revestían un mayor interés a la hora de resolver los problemas planteados en la presente investigación. Los lugares de reconocimiento preferente se han localizado en los siguientes ámbitos:

- Sistema dunar de Liencres.

- Estuario del río Pas o "Ría de Mogro**".**

- Cuenca baja del río Pas, tramo comprendido entre las localidades de Puente Viesgo y los términos municipales de Piélagos y Miengo.

- Cuenca media del río Pas: desde Entrambasmestas a Puente Viesgo.

En lo que respecta a la recopilación de la información existente del área de estudio y de otros parajes limítrofes, ésta se efectuó a dos niveles:

- <u>Bibliográfico</u>:

Para la información básica se recurrió a las bibliotecas de Humanidades y de Ciencias de las Universidades Autónoma de Madrid, Complutense de Madrid y de Cantabria. Al escasear la que tenía que ver específicamente con la zona a investigar, hubo que recurrir a la consulta de múltiples informes de distintos organismos públicos: Instituto Nacional de Meteorología (INM), Confederación Hidrográfica del Norte (CHN), Demarcación de Costas, Puertos del Estado, Archivo del Puerto de Santander, Universidad de Cantabria - "Fundación Leonardo Torres Quevedo" - (FLTQ), Archivo General de la Administración de Alcalá de Henares, Archivo del Ministerio de Fomento, Ministerio de Medio Ambiente, etc.

- Documental.

Se trata de las fuentes vinculadas a documentos internos no publicados pertenecientes a distintos Ministerios e Instituciones del Estado y del Gobierno de Cantabria. Para su acceso y consulta ha sido necesario pedir permisos especiales. Todas están incluidas en el apartado dedicado a la bibliografía del presente trabajo y han resultado de notable interés.

Finalmente, dentro del marco de actuaciones previas tuvo una gran importancia la obtención de cartografía y fotografía aérea y examen de las mismas.

En lo que respecta a la cartografía, se ha utilizado el Mapa Topográfico 1:25.000, donde el río Pas está repartido en varias hojas: las Hojas de Renedo (34-IV) y de Muriedas (34-II) limitan el estuario y tramo bajo del río. Las de Puente Viesgo (58-II) y Santiurde de Toranzo (58-IV) enmarcan el tramo medio. Estos mapas presentan la ventaja de tener una buena calidad y una cierta homogeneidad debido a haberse realizado hace poco tiempo (1999). Pero también plantean algunos inconvenientes en el trabajo de campo: existen numerosas confusiones en la toponimia y ciertos errores en los aspectos hidrológicos que no cabe exponer en este momento. También se ha dispuesto de la serie topográfica de escala 1:50.000 del Servicio Cartográfico del Ejército, Hojas de Villacarriedo, (59/19-5), de Espinosa de Los Monteros (85 (19-6) y de Reinosa (83 /18-6).

Para el estudio del armazón geológico del área, sólo se cuenta, en la actualidad, con el Mapa Geológico 1:50.000 del antiguo IGME. El valle del río Pas se inscribe, de igual modo, en varias hojas. El estuario se encuentra bien delimitado en la hoja de Torrelavega (34). Para los tramos medios y altos, las hojas utilizadas han sido: Corrales de Buelna (58), y Villacarriedo (59). El problema que presenta esta cartografía es la fecha de su publicación y que acusa el paso del tiempo, sobre todo en su Memoria, ya que fue publicada hace más de treinta años (1976).

Para el análisis del dominio litoral, se ha contado con el Mapa Batimétrico del Instituto Hidrográfico de la Marina, a escala 1:50.000 y del año 1991; otras cartografías examinadas han sido:

- Escala 1:2.000 del sistema Dunar de Liencres de la "*Fundación Torres Quevedo*" que se realizó para la Dirección General de Costas, en 1995 (A.A.V.V., 1995). Inédita.
- Escala 1:5.000 del Mapa Topográfico de la Diputación de Cantabria de 1976.
- Escala 1:5.000 y 1:10.000 del Término Municipal de Renedo de Piélagos (Cedidos por dicho ayuntamiento), correspondientes al Plan General de Ordenación Urbana (P.G.O.U.) de 1993.
- Cartografía en formato digital a escala 1:50.000 de: vegetación, litología y Modelo digital de elevaciones del Terreno (MDT) de la cuenca del Pas, cedido por el Dpto. de Geología de la Universidad de Cantabria. 2004 CITIMAC.

En el análisis de los fotogramas aéreos, se han utilizado los siguientes vuelos:

1956: "Vuelo americano". Escala 1:33.000.
1974: Vuelo del I.G.N. Escala 1:30.000.
1985: Vuelo del I. G.N. Escala 1:30.000.
1988: Vuelo para el Gobierno de Cantabria. Escala 1:18.000 y con fotogramas en color.
1997: Vuelo del I.G.N. Escala 1:40.000.
2001: Vuelo efectuado concretamente para un Proyecto que realicé y que fue financiado por la "*Fundación Marcelino Botín*" (ARTEAGA et al., 2002). Escala 1:5.000 (B/N)-Fotografías aéreas que sólo abarcan el Parque Natural de Liencres (Parte del estuario y dunas).
2002: Ortofotos del Plan de Ordenación Litoral de Cantabria. Formato digital.

Sin embargo, los aspectos metodológicos más importantes, tal y como se ha señalado, se incluyen en tres grandes bloques:

2.2.1.- T**RABAJOS DE CAMPO.**

Esencialmente han consistido en el reconocimiento del territorio y en el levantamiento de una cartografía geomorfológica. Además, se han realizado otras tareas específicas entre las que se incluyen:

- La búsqueda y establecimiento de los mejores cortes y depósitos susceptibles de ser analizados tanto geomorfológica como experimentalmente. En ellos siempre se ha elaborado una descripción inicial atendiendo a sus características generales, a sus emplazamientos morfológicos, a su espesor y tipos de substratos geológicos donde se apoyaban y, sobre todo, a la identificación de las diversas facies que se advertían en sus columnas estratigráficas.

- La realización de un conjunto de análisis elementales aplicados, casi siempre, a sus elementos más gruesos (bloques, cantos, gravas), tales como granulometría, determinación de su litología, etc. Para efectuar el análisis granulométrico se seleccionó previamente el tipo de depósito objeto de estudio con el fin de homogenizar los datos obtenidos y permitir el contraste entre diferentes acumulaciones. En el caso de los depósitos fluviales, estos siempre han sido efectuados en depósitos de "canal" (*"channel-lag"*). Se midieron los ejes mayores de 100 gravas o cantos y se examinó su naturaleza litológica. Con el apoyo de la cartografía geológica, se abordó la procedencia de los materiales fluviales, bien como aportes longitudinales arrastrados desde tramos alejados, bien como de procedencia lateral, provenientes de las laderas cercanas al depósito investigado.

- La toma de muestras para su posterior análisis en el laboratorio.

- El análisis de las corrientes en el Estuario del Pas y el estudio de la penetración en él de la onda de marea. Las técnicas utilizadas han sido orientadas al conocimiento de la dinámica actual del estuario. Así, por un lado, se abordó el parámetro de su velocidad y la dirección de las corrientes en el estuario para establecer los flujos de transporte y los puntos de acumulación de los sedimentos. Para ello se ha utilizado un "corrientómetro" tipo *"General*

Oceanic". Estas mediciones se han efectuado en el transcurso de dos campañas, con coeficientes de mareas distintos, en los diversos canales de desagüe de la ría con el fin de establecer su jerarquía y la capacidad que tienen en el transporte de sedimentos. Las campañas fueron llevadas mediante el control de estaciones fijas y móviles[1].

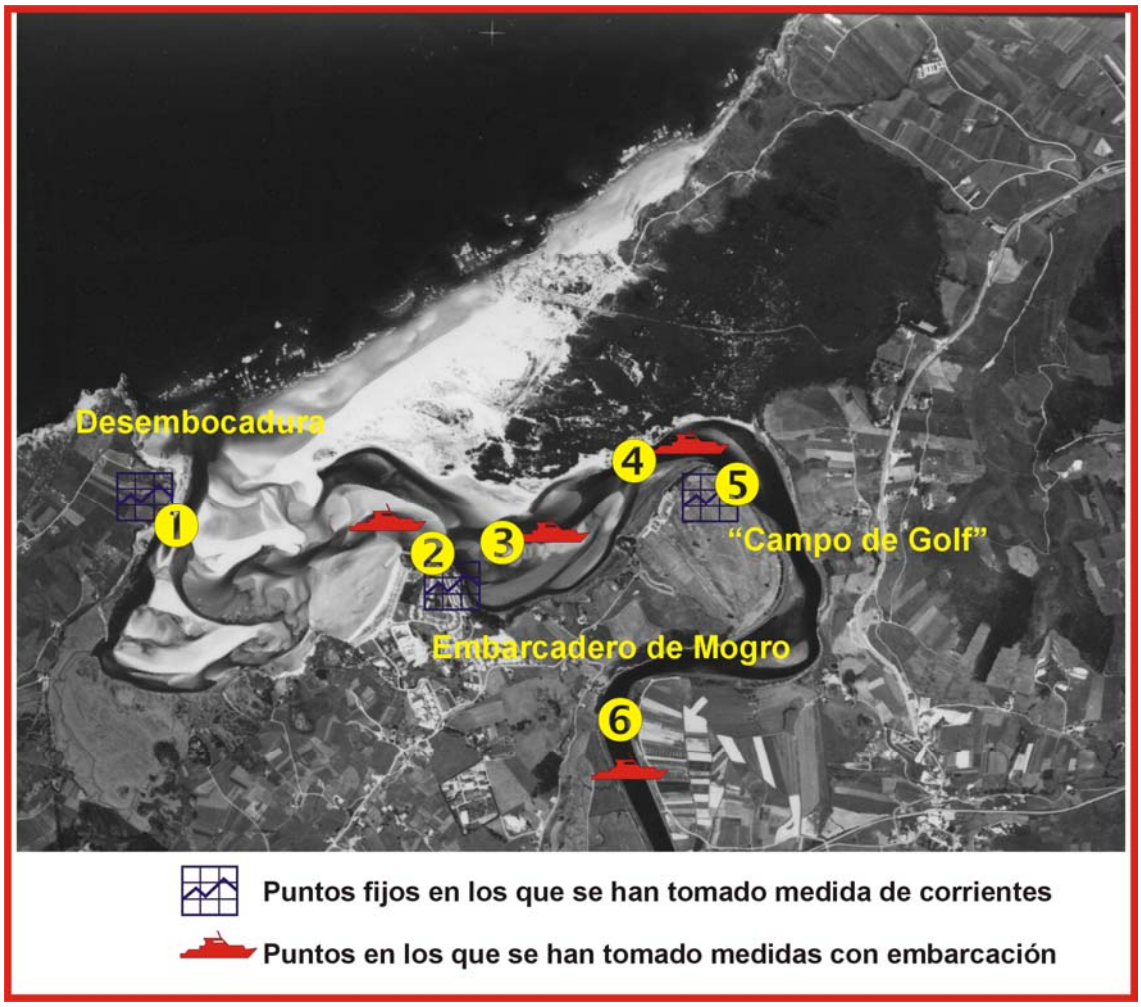


Fig. II-1.- Puntos de análisis de muestras hidroquímicas y de medidas de corrientes.

En el primer caso, se determinaron en tres estaciones fijas, cuya localización concreta fue (Fig. II-1):

Desembocadura (correspondiente al punto 1 de la Fig. II-1).

Embarcadero de Mogro (correspondiente al punto 2 de la Fig. II-1).

[1] La forma de proceder, aunque parezca aleatoria en el tiempo, ha sido dependiente de diversos parámetros para obtener los mejores resultados: observación de los coeficientes de marea, meteorología etc.

Meandro en el paraje de la "Unquera" o "Campo de Golf" (correspondiente al punto 5 de la Fig. II-1).

La toma de datos se realizó entre Abril y Junio en el año 2001 y entre Marzo y Mayo en el 2002.

En el segundo caso, las estaciones móviles coincidieron con una embarcación de bajo calado; con ella se fue remontando la ría, realizando paradas en distintos puntos para medir la velocidad de la corriente, así como la conductividad y salinidad de las aguas (meses de Junio y Julio de 2001). Además, se analizó la onda de marea con la finalidad de apreciar la localización de los parajes del estuario hasta donde remonta la onda de penetración de la marea.

Para su seguimiento se efectuaron numerosos análisis de la conductividad y del pH de las aguas con un "conductivímetro digital" tipo "Hanna HI 9033" y "peachímetro digital" tipo "Hanna Hi 9025"; también se utilizó un medidor de salinidad, amablemente prestado por el Departamento de Ecología y Medio Ambiente de la Universidad de Cantabria 2.

Con estos tres parámetros, pero sobre todo, con el de conductividad y de salinidad, se pudo establecer con cierta precisión la entrada de la onda de marea en el interior del estuario y los tramos de la desembocadura afectados por el ascenso de la cuña salina.

También numerosas jornadas de campo fueron dedicadas a fijar con rigurosidad y precisión los cambios recientes advertidos en algunas unidades de paisaje, como aconteció en el área dunar donde se realizaron diversos trabajos. Así, se abordaron algunos aspectos acerca de la dinámica eólica y la evolución del sistema dunas de Liencres. Para ello fue necesario establecer el seguimiento de las dunas más características y sobresalientes. Cada mes se tomaron datos en el terreno con la finalidad de controlar rigurosamente la evolución de las dunas y contrastar ésta con la documentación diversa (datos de vientos, fotografías aéreas, cartografía, etc.), obtenida

[2] El autor agradece a los miembros del citado Departamento y, especialmente, al Profesor Dr. D. Juan Carlos Canteras, el interés mostrado por este estudio y el préstamo del citado aparato.

previamente. Según las posibilidades de cada duna se han utilizado unos métodos u otros. Por ejemplo, a la duna que, en esta Tesis, se ha denominado "*Duna Móvil Central*", se le han aplicado numerosas técnicas debido a las facilidades que presentaba su control temporal: fotogrametría cercana, fotografía aérea, topografía y GPS. Esta diversidad de métodos fue una exigencia impuesta por las dificultades que, normalmente tiene la medición de los sistemas dunares. En efecto, hay médanos que muestran notables dificultades a la hora de ser medidos. Este es el caso de la duna que se ha denominado "Piramidal", situada en un estrecho margen entre la ría y el mar. Con ella, como se explicará con posterioridad, el estudio ha sido comparativo utilizando la cartografía realizada por la "*Fundación Leonardo Torres Quevedo*", en 1995, y contrastándola con la obtenida por el vuelo fotográfico realizado en el 2001, para la presente Tesis. Así se han podido precisar los cambios registrados desde 1995 hasta el 2001. Sin embargo, el médano denominado "*Duna Móvil Central*", ha permitido el empleo de diferentes tipos de medida para corregir errores y comparar: fotogrametría (aérea y cercana) y GPS. Posteriormente, se contrastaron los resultados del cambio morfológico experimentado por las dunas con variables de oleaje y eólicos. Estos cálculos se hicieron con el apoyo de la Universidad de Extremadura[3] y la Empresa ATDigitales[4]. Para el resto de dunas analizadas se han establecido por métodos más sencillos como la medición con escalas métricas desde sus crestas o laderas a un punto fijo (estacas, vallas, etc.).

- Análisis hidroquímicos y determinación del estado geoambiental del río Pas y de sus emisarios (Anexo: planos de contaminación MAPA 2 - HOJAS 1,2,3, 4 y 5):

Para la realización de estos análisis hubo que establecer varios ámbitos de estudio: por un lado, las aguas del estuario; por otro, las propias de la cuenca media y baja del valle y finalmente, las pertenecientes a los arroyos tributarios que vierten al Pas. Sí bien en el estuario y el río se han realizado los mismos controles analíticos (pH, conductividad, oxígeno, alcalinidad, dureza, dióxido de carbono, etc.) cada ámbito tiene sus propias particularidades, y por tanto, sus parámetros no son comparables. En el

[3 y 4] El autor agradece a los Profesores de la Universidad de Extremadura del Dpto. de Diseño Gráfico y Geodesia, Dr. D. José Juan de Sanjosé y Dr. D. Alan Atkinson y a Fermin Turiel de ATDigitales, el apoyo y colaboración con el uso de las distintas herramientas fotogramétricas y de GPS.

estuario, al tener aguas con una elevada cantidad de carbonatos y de sales, los elevados valores de conductividad (por ejemplo), no pueden ser contrastados con las del tramo medio del río. Aquí una medida alta puede indicar contaminación mientras que, en el primero, simplemente la presencia de una bolsa de agua marina.

Se realizaron varias campañas:

- En todo el valle (cuencas media y baja y estuario) se establecieron *cinco estaciones fijas:* dos en la cuenca media, una en la baja y dos en el estuario. Se tomaron medidas cada mes (desde Junio de 2000 hasta Junio de 2001), completando así, un total de 24 análisis mensuales en cada una de ellas (Fig. II-2).

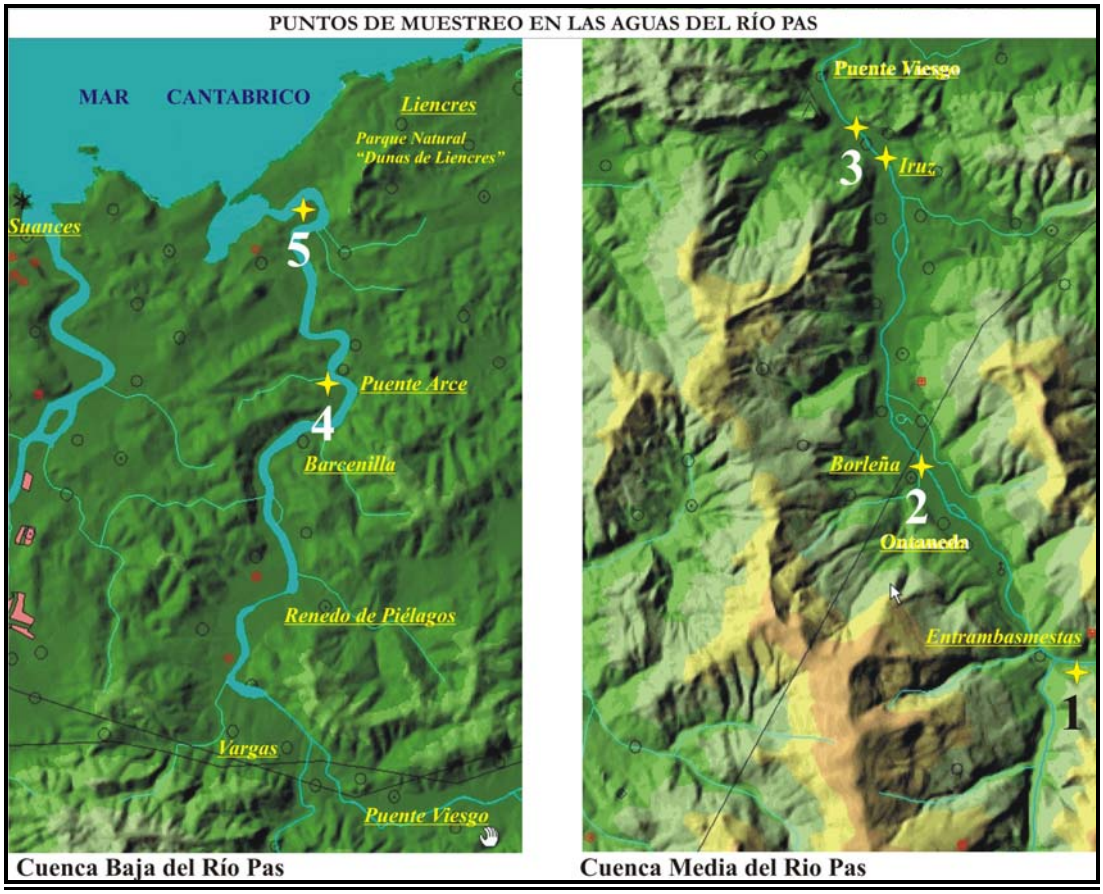


Fig. II-2.- Localización de las estaciones de muestreo en el río Pas.

- En el estuario, además de tener esas dos estaciones fijas, se realizaron dos campañas, efectuadas con la citada embarcación, de análisis de la salinidad y de la

conductividad de las aguas del estuario (a la vez que se obtenía la de las corrientes) para fijar la amplitud del estuario, siguiendo la remontada de las aguas salinas.

- Para los arroyos, por su elevado número (más de cuarenta) se establecieron dos períodos de análisis: una toma en verano y otra en el invierno de 2001 y sólo se tomaron medidas de oxígeno disuelto, conductividad, pH y temperaturas ambiental y del agua.

A) Estaciones fijas del estuario:

Durante la primera etapa de reconocimiento del estuario se fijaron dos estaciones: una, próxima al sector donde se mezclan las aguas dulces con las saladas en su interior (Estación 1) y otra muy próxima a la desembocadura del mismo (Estación 2):

-Estación 1: **Puente antiguo de Puente Arce.** Se emplazaba en la margen izquierda de la cola estuarina; sus coordenadas son:

X= 3º 56'50'' W Y= 43º 23'55'' N

- Estación 2: **Embarcadero "Campo de Golf" de Mogro.** Se ubica, también, en la margen izquierda en el sector de desembocadura a 1,5 km de la misma y sus coordenadas son:

X= 3º 57'30'' W. Y= 43º 26'50'' N

B) Estaciones fijas en el cauce del río Pas:

-Estación 1: emplazada aguas arriba del pueblo de Entrambasmestas y cercana al nacimiento del río (a unos 15 km). Tramo alto del río Pas. Margen izquierda. Sus coordenadas son:

X= 3º 53' 00´´ W Y= 43º 10'00´´ N

- Estación 2: Borleña – Parque junto al trazado de la carretera del Puerto del Escudo – Santander. Tramo medio del valle. Margen izquierda. Sus coordenadas son:

X= 3º 57' 00´´ W Y= 43º 14' 00´´ N

- Estación 3: Cantera de Corrobarceno-Puente Viesgo. Tramo medio del valle. Margen derecha. Sus coordenadas son:

X= 3º 57'00´´ W Y= 43º 17´00´´ N

C) Analíticas en los arroyos:

El río Pas, como otros cauces cantábricos, incorpora gran parte de contaminantes a través de sus arroyos tributarios que atraviesan los cascos urbanos de las poblaciones o algunos polígonos industriales, etc. Su cuenca media y baja dispone de varias decenas de arroyos y muchos de ellos, son el aporte principal de contaminación de las aguas que circulan por el cauce de este río. Por lo tanto se ha realizado un control de sus aguas, analizando diversos parámetros con las siguientes finalidades:

1.-pH: este análisis, en un estuario, es de gran interés puesto que varía en función de la temperatura y de la actividad biológica.

2.-Conductividad: los diferentes valores de este parámetro permitieron determinar por un lado, la frontera de las aguas marinas y fluviales en el estuario; y por otro, la cantidad aproximada de minerales disueltos en el agua.

3.-Temperatura del agua y del aire: condiciona la actividad biológica del agua, ya que este parámetro está relacionado con el pH (GUILCHER, 1965). Esto es, los cambios de la temperatura del aire, actuarán sobre las del agua; y éstos, a su vez, afectarán a los procesos biológicos de las algas marinas que incrementarán

o reducirán su dinámica de absorción-emanación de dióxido de carbono sobre el medio, aumentando o disminuyendo el pH. La temperatura fue tomada por un termómetro digital acoplado al peachímetro.

4.-Alcalinidad: permitió determinar cuantos miligramos de carbonato cálcico se encuentran disueltos en un litro de agua. Es un indicador geoambiental de gran interés. La medición se hace por reactivos químicos.

5.-Dureza: se relaciona directamente con la conductividad, estableciendo cuantos miligramos de carbonato cálcico se hallan disueltos por litro de agua. Su interés radica en determinar la fuerza de los coeficientes mareales, diferenciando canales por los que fluye el agua marina de aquellos por los que circula el agua dulce. Así, los canales en el interior del estuario, con valores superiores a 500 mg/l de $CaCO_3$, identifican la entrada de agua salada (ya que la dureza del agua de mar es muy superior por el aumento de minerales y sales disueltos, a la del agua dulce por muy contaminada que sea). La medición se hizo por reactivos químicos.

***6.-Oxígeno disuelto*:** Ha sido otro de los parámetros de tipo geoambiental aplicados al estuario. El método aplicado fue el de Winkler que se establece, al igual que el anterior, mediante reacciones químicas.

7.-Salinidad: permite fijar los límites de remontada de las aguas marinas en la cola del estuario. Se mide en partes por mil, teniendo en cuenta que los valores pueden estar entre 0,5 y 35 p.p.m. en estos medios estuarinos. Se obtiene con un "salinómetro analógico" que me fue prestado, desinteresadamente, por el Departamento de Ecología de la Universidad de Cantabria, a cuyos miembros agradezco esta colaboración.

8.- Nitratos: se ha realizado una campaña de nitratos en los días posteriores a los abonados del campo con purines para establecer los tramos de máxima concentración de este tipo de contaminación. Según el MOPT (1986), los valores no deben sobrepasar los 60 mg/l de nitratos en ríos y los 10 mg/l en estuarios. La campaña se realizó durante el mes de Abril de 2002.

2.2.2.- TÉCNICAS DE LABORATORIO

2.2.2.1.- Morfometría.

Como norma, en cada uno de los depósitos constituidos por materiales gruesos, se recogieron y se llevaron al laboratorio 100 elementos detríticos de diámetro comprendido entre 4-6 cm. Allí se efectuó un análisis más detallado de sus contornos para poder hallar una serie de índices. Los más importantes fueron los tradicionales índices *de desgaste*, *aplanamiento* y *disimetría*. Sus valores sirvieron para diferenciar, los puntos de mayor energía del río y por lo tanto comprender mejor su comportamiento. Aquellos parajes del cauce, donde los valores del índice de desgaste y el porcentaje de cantos rotos fue elevado, nos sugirió los tramos donde la dinámica fluvial era más sobresaliente y dominaba la torrencialidad. La técnica empleada está fundamentada en los índices creados por (CAILLEUX y TRICART, 1947) que, aún en nuestros días, conservan interés, ya que son comparables con los realizados en el pasado en otras cuencas hidrográficas por otros autores como (HERNÁNDEZ PACHECO, 1966a), (ASENSIO AMOR, 1970), (MOÑINO, 1986) y (HEDEOS, 1990), investigadores de obligada referencia en esta Tesis sobre el litoral cantábrico. Así se midieron los siguientes parámetros:

-L: Eje mayor del canto.
-AC: Disimetría del canto.
-l: Anchura del canto.
-E: Espesor del canto.
-r: radio más pequeño o arista menor del canto en el plano L-l.

Estos parámetros permitieron determinar los índices propuestos por Cailleux y Tricart (1947, 1963) que se obtienen mediante las siguientes fórmulas:

Id: Índice de Desgaste.

$$Id = \frac{2R_1}{L} \times 1.000$$

Ia: Índice de Aplanamiento.

$$Ia = \frac{L + l}{2E} \quad X\ 100$$

Idi: Índice de Disimetría

$$Idi = \frac{AC}{L} \quad X\ 1.000$$

Uno de los principales problemas planteados, en la realización de esta técnica, ha sido la notable alteración y degradación que *"in situ"* ofrecen muchos de los cantos recogidos en los numerosos depósitos analizados y correspondientes a acumulaciones pertenecientes a períodos anteriores (Pleistoceno) al actual. Otro ha consistido en la litología a escoger: ha tenido que ser, obligatoriamente, la **arenisca**, pues es casi el único elemento común y presente en todas las acumulaciones. No es una de las litologías más idóneas para realizar este tipo de técnicas, pero lamentablemente no se ha podido proceder de otro modo, dada la ausencia de otras más aptas.

2.2.2.2.- Análisis granulométrico de sedimentos finos (arenas y limos):

Fue aplicado a todos los depósitos con el objeto de identificar el medio de sedimentación en el que se acumularon las distintas formaciones geomorfológicas del en el área de estudio así como las características de su antigua dinámica. Las fracciones analizadas pertenecen a:

a) Acumulaciones de playa.
b) Formaciones dunares.
c) Llanuras intermareales en el estuario del Pas.
d) Depósitos fluviales.
e) Conjuntos coluvionares.

Los materiales finos, de diámetro inferior a 2 mm, pertenecientes a estos conjuntos detríticos fueron sometidos en el laboratorio a técnicas de tamizado. La selección grano-decreciente establecida, en la columna de tamices, ha sido:

-1,5 mm	-0,6 mm	-0,3 mm	-0,12 mm
-1 mm	-0,5 mm	-0,2 mm	-0,06 mm
-0,8 mm	-0,4 mm	-0,16 mm	-<0,06 mm

2.2.2.3.- El análisis morfoscópico de los granos:

Fue realizado mediante su observación en la lupa binocular y en el microscopio: se determinaron la forma y la litología de los granos lo que complementó el diagnóstico del análisis granulométrico. De las muestras tomadas para granulometría, se prestó especial atención a las pertenecientes al complejo dunar de Liencres. El conocimiento de su procedencia y de su grado de madurez eólica ha sido de gran importancia. También esta técnica se empleó para evaluar si la catástrofe del "Prestige" tuvo alguna consecuencia para el sistema dunar.

Fig. II-3.- Detalle obtenido en la lupa binocular de una muestra de arena, constituida sobre todo por granos de cuarzo, tomada en la Playa de Liencres.

2.2.2.4.- Difracción de Rayos-X

Con la Difracción de Rayos-X y la determinación de elementos mayoritarios se logró establecer la mineralogía dominante en los conjuntos detríticos investigados y la relación de aportes que pueda existir entre los mismos. Esta analítica de laboratorio se efectuó en el Departamento de Química Agrícola y Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Madrid[5].

Una vez molida la muestra en un mortero de ágata se hizo una pastilla por prensado para su análisis en un difractómetro *"PHILIPS-1035*". Se usó el tubo generador de Rayos X con una lámpara con cátodo de filamento de wolframio y ánodo con placa de cobre y filtro de níquel, con una velocidad de barrido de 2º grados minuto, en intervalo de 2º a 60º. De esta manera se han identificado y semicuantificado las muestras reconociendo los siguientes minerales: tridimita (4.37A), ópalo CT (4.33A), cuarzo (4.26A), calcita (3.03A), dolomita (3.69A), feldespato potásico (3.18A), feldespato calcosódico (3.22A), filosilicatos (5.06A), goethita (4.18A), arsenopirita (2.43A), calcopirita (1.86A) y pirita (1.63A). Para la semicuantificación de los componentes de la muestra total se utilizan las reflexiones y los poderes reflectantes propuestos por Schultz (1964).

2.2.2.5.- Análisis de elementos químicos mayoritarios (análisis de la mineralogía y de la contaminación):

Hay que destacar que uno de los retos que ofrecía la presente Tesis era el de conocer los distintos problemas geoambientales existentes en la cuenca media-baja del Pas. En los primeros análisis de campo se advirtió cómo, uno de los graves conflictos de este territorio estaba protagonizado por la contaminación. Por ello, se ha realizado un estudio en tres bloques: contaminación de metales pesados en suelo, en ictio-fauna y, finalmente, en el agua. Cada uno de los bloques ha sido sometido a dos fases claramente diferenciadas: una primera, de análisis de campo para seleccionar los puntos de

[5] Agradezco a la Dra. Rosario García Giménez la desinteresada ayuda que me ha prestado en la realización de estos análisis aplicados a múltiples muestras.

muestreo y tomar las muestras y, una segunda fase en las que aquellas han sido llevadas al laboratorio para proceder a su reconocimiento.

Estas analíticas de laboratorio también fueron efectuadas en el Departamento de Química Agrícola y Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Madrid[6].

A continuación se expone las metodologías aplicadas para cada bloque.

La metodología empleada para la detección de metales pesados ha sido la siguiente:

1) **Trabajo de campo:** hay que diferenciar dos fases:

A) Campaña del año 2002: el objetivo de esta primera intervención fue determinar si en las proximidades a la desembocadura del estuario, existía algún tipo de contaminación por metales pesados. Las muestras se obtuvieron principalmente en el tramo de desembocadura y estuario del Pas (playas, marismas, dunas, y llanuras de inundación próximas a su cola). En total se tomaron 25 muestras pertenecientes a formaciones de edad holocena-actual. De entre ellas, se establecieron 4 cuyo origen y obtención, muy escrupulosa (a priori, no tenían contaminación antrópica), ha permitido utilizarlas como "muestras patrón" o "blancas" (**ver en Capítulo X, M-A; B; C y D en Tabla X-XVIII**). Igualmente, se obtuvo una muestra externa, en la Playa de Usgo (M-14) ya que es una de las zonas receptoras de una gran cantidad de vertidos industriales.

B) Campaña del año 2005: en esta segunda fase, la misión consistió, una vez demostrada en la primera la presencia de metales pesados en la cuenca del Pas, determinar su posible origen y así poder confirmar si existían aportes arrastrados desde la propia cuenca. Las muestras fueron obtenidas en materiales detríticos pertenecientes a suelos. Éstos, se localizaban a su vez, junto a focos emisores de vertidos contaminantes industriales, mineros o urbanos que, en la mayoría de los casos, se asociaban a los

[6] Para ello igualmente se contó con la inestimable ayuda de la Dra. Rosario García Giménez.

arrastres efectuados por los arroyos que funcionan como colectores de los mismos –**ver en el Capítulo X, la Tabla X-XIX -**(Muestras: de la 28 a la 38). En total, se tomaron para su análisis unas 17 muestras: cinco de ellas corresponden a vertidos urbanos (M-33, M-34, M-35, M-36 y M-37). De ellas, las tres últimas pertenecen a la localidad de Renedo de Piélagos, el núcleo urbano con mayor población en la cuenca (más de 12.000 habitantes) y se encuentran, a su vez, asociadas al arroyo Carrimont.

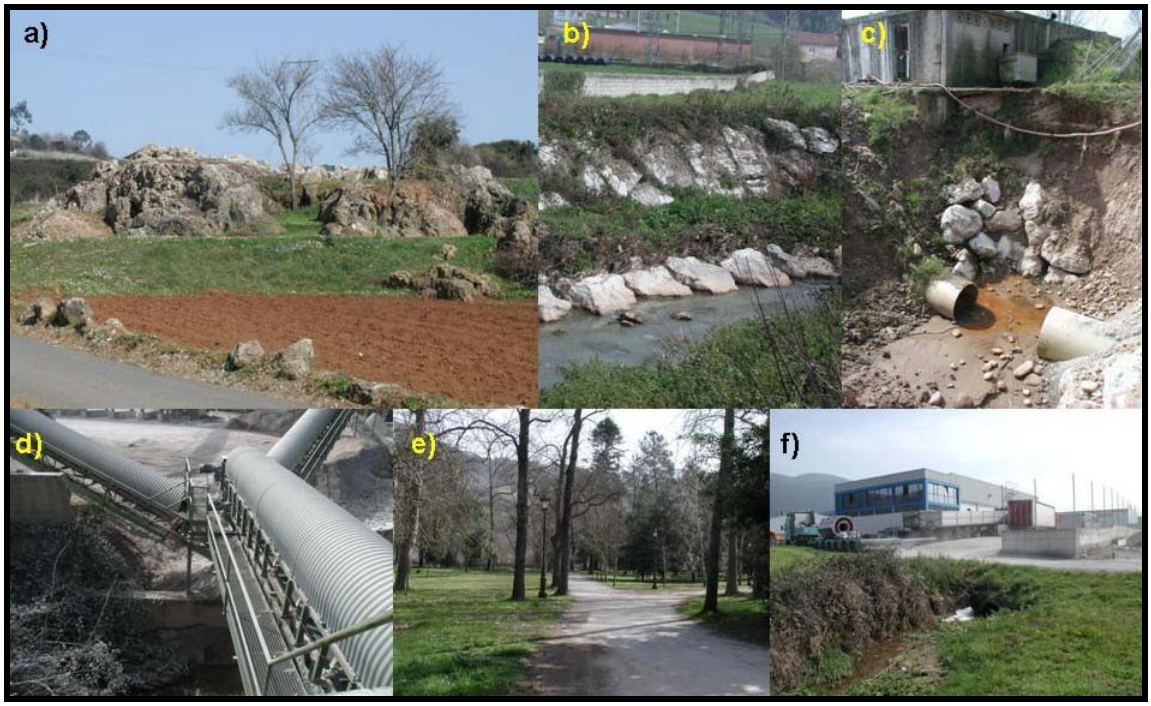


Fig. II-4.- Puntos de muestreo: a) Tierra en cultivo sobre la antigua escombrera de la Mina de Puente Arce en la Urbanización de La Mina-correspondiente a la M-29; b) En el lecho del Carrimont se obtuvo la M-34; c) obtención de la muestra relativa a la depuradora de Renedo –M-35; d) Punto de vertido de la cantera de Corrobarceno-Puente Viesgo sobre un emisario del Pas en la que se obtuvo la M-32; e) Jardín del Balneario de Ontaneda en la llanura de inundación de Borleña -M-25; f) vertido industrial de Castañeda donde se obtuvo la M-38.

Procedente del único polígono industrial de la zona y emplazado en la localidad de Vargas, se tomó una muestra en el arroyo que lo atraviesa y susceptible de recibir vertidos (M-38). También se ha muestreado en escombreras de minas activas e inactivas tomándose un total de cuatro. Una de aquellas, abandonada desde hace años, se emplaza en la localidad de Puente Arce (Fig. II-4); concretamente, en una urbanización edificada a principios de los años ochenta y que aún mantiene el nombre de "La Mina" (M-29, M-30 y M-31). Otra, corresponde a la cantera de mayores dimensiones próxima al río Pas en la localidad de Puente Viesgo (M-32). También, con la intención de contrastar datos,

se volvieron a tomar muestras alóctonas al valle: en una cantera perteneciente a la Industria de SOLVAY (M-28), se repitió en la playa de Usgo para observar si había mejoras desde la construcción de un emisario submarino y, finalmente, en la playa de Cuchía, esta última, no muy lejana de importantes focos de vertidos industriales de la cuenca del Saja-Besaya. El resto, se han tomado en distintas acumulaciones holocenas y actuales presumiblemente exentas de contaminación al no evidenciarse vertidos directos y que prácticamente responden a las muestras "patrón" (Fig. II-5).

2) **Trabajo de gabinete** e interpretación de la cartografía existente: para la localización de las muestras se han empleado las distintas cartografías y documentos inéditos comentados en otros apartados (IGME, 1976; I.G.N., 1997, etc.). Entre ellos, el mapa Metalogenético, de escala 1:200.000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1973), ha servido para localizar las viejas explotaciones mineras. Y, finalmente, la obtención y análisis de distintos documentos técnicos del gobierno de Cantabria, así como de empresas y otros organismos con información de interés (SOLVAY, 1995 y CIMA, 2000).

3) y, por último, los **Análisis de laboratorio** efectuados en el Dpto. de Química Agrícola de la U.A.M. En él, se realizó la cuantificación de metales pesados de las distintas muestras. Para ello se aplicó la Espectrometría de Absorción Atómica, técnica de determinación de los elementos químicos mayoritarios y minoritarios. En la misma se precisa poner la muestra en solución procediéndose a su molienda en un mortero de ágata para reducirla a tamaño fino y, sobre ella se realiza un ataque con ácido fluorhídrico en vaso de teflón, calentando en baño de arena hasta sequedad. Después, se pone la muestra en solución con agua regia y se enrasa añadiendo agua destilada ligeramente acidulada. Finalmente, se toma la medida por espectrometría de absorción atómica. Los análisis se han realizado en un espectrómetro Perkin Elmer 503, determinando cobre (Cu), cromo (Cr), hierro (Fe), cinc (Zn), cadmio (Cd), arsénico (As), níquel (Ni), mercurio (Hg) y plomo (Pb) para que se pudieran comparar con los análisis efectuados en la cuenca anexa del Saja-Besaya fuertemente contaminada por la intensa industrialización (GIL DÍAZ, 1982; SOLVAY, 1995). Hay que destacar que, los análisis de mercurio y hierro sólo se realizaron en la campaña del año 2005, a tenor de los resultados obtenidos en la campaña del año 2002 buscando una mayor precisión.

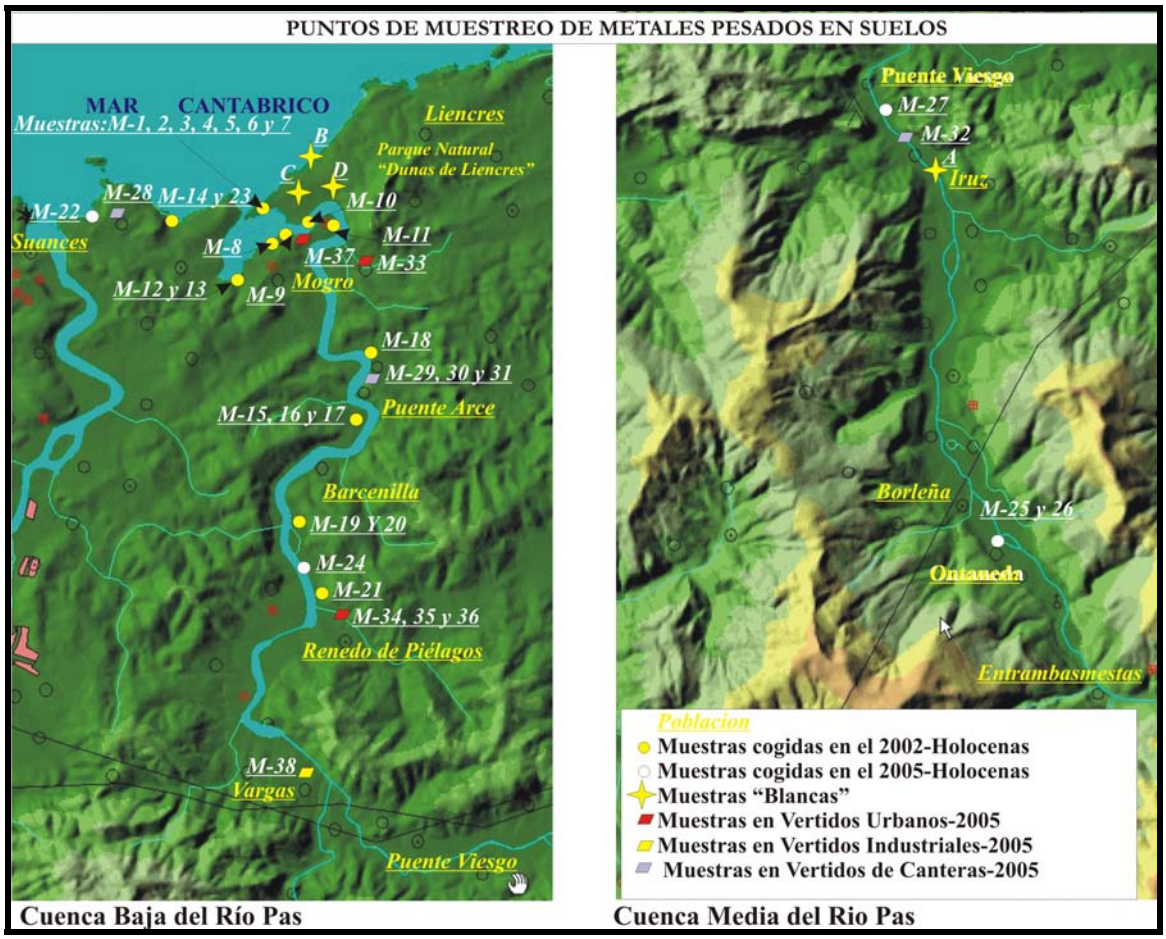


Fig. II-5.- Localización de las zonas de muestreo para el análisis de metales pesados en la Cuenca del Pas.

2.2.2.6.- Análisis de contaminantes en la "ictiofauna":

El Pas es poseedor de una de las especies piscícolas de mayor interés de la península: el "salmón atlántico" ("*Salmo salar"*). Su pesca suele estar regulada y controlada por la Consejería de Agricultura, Ganadería y Pesca del Gobierno de Cantabria. Debido al progresivo deterioro que está sufriendo el río en los últimos años me ha parecido oportuno estudiar si hay presencia de algunos metales pesados en la fauna existente en la cuenca baja, precisamente el sector más afectado por la polución (ORTEGA, 1986). Debida a la protección del salmón, los peces que han sido sometidos al estudio de contaminantes han sido dos: la "trucha común" o ("*Salmo trutta"*) y el "mule" del tipo ("*Chelon labrosus*"). Ambas especies son abundantes y frecuentemente destinadas al consumo humano.

El método de estudio fue el siguiente:

- Se realizaron dos campañas de pesca, una en Octubre y otra en Noviembre de 2004, en la que intervinieron distintos pescadores habituales de la cuenca del Pas con sus respectivos permisos[7].

- Se obtuvieron un total de 11 ejemplares: 2 truchas y 8 mules con pesos que variaban entre los 150 y los 700 gr.

- Las capturas se realizaron en la cuenca baja del Pas entre las localidades de Mogro (desembocadura y estuario del Pas); Puente Arce (cola del estuario), Castañeda y Puente Viesgo (inicio de la cuenca baja) (Fig. II-6)

- En principio se optó por analizar el hígado de cada uno de ellos, ya que su función depuradora podría indicar la presencia de contaminantes. Con posterioridad, en algunas piezas, se efectuaron también los análisis en "carne" y "raspa".

- Los metales pesados buscados fueron los siguientes: cinc (Zn), mercurio (Hg), plomo (Pb), cobre (Cu) y Cadmio (Cd) que se encuentran entre los más perjudiciales para la salud. Se usaron como parámetros los establecidos por la Unión Europea en Marzo de 2001 según el reglamento CE/466/2001 y la directiva 2001/22/CEE (DOCE, 2001).

- En laboratorio se aplicó el siguiente protocolo con el hígado, la carne y la raspa:
  - Se tomaron previamente 0.75g de carne fresca, hígado y raspa a los que se le añadieron 1.5 ml de HNO_3 (cc) y 4 gotas de H_2O_2 (agua oxigenada) en un reactor de teflón. Posteriormente, las muestras se emplazaron en una estufa a la que se le aplicó 100º C de temperatura durante un período de 5 horas.

[7] Quisiera agradecer José Gómez Oviedo, veterinario que ejerce en el Pas y principal artífice de la pesca de los peces. De igual manera al Prof. Dr. Zapatero del departamento de Parasitología de la Universidad Complutense de Madrid por inestimables consejos.

Al cabo de este tiempo, se enrasó a 25.0 ml con agua "ultrapura" y se midió en AAS.

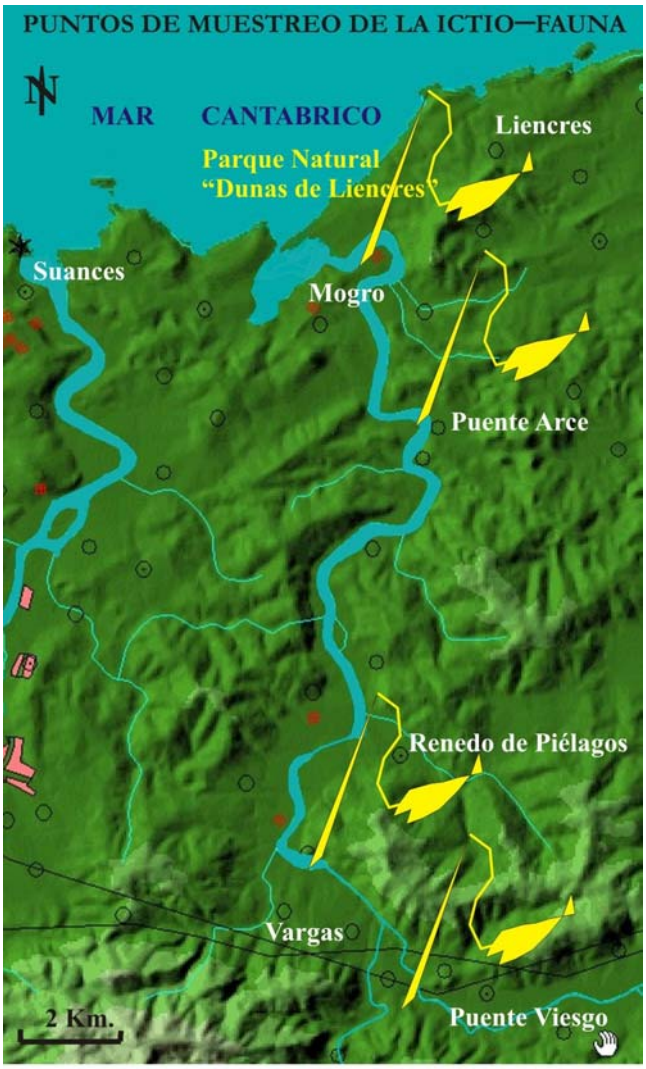


Fig. II-6.- Sectores de la cuenca Baja del río Pas donde se efectuaron las capturas para el análisis de contaminantes en la ictiofauna.

2.2.2.7.- Análisis de metales pesados disueltos en el agua:

Durante el verano de 2005 y, una vez estudiados los resultados obtenidos sobre metales pesados de suelos y vertidos, se tomaron muestras de agua para observar si existían metales disueltos en las aguas del río Pas. Para ello se realizaron distintas tomas desde la cuenca media a la baja, y durante la misma jornada (30 de Julio) coincidiendo con un momento en el que el caudal del río era mínimo. Estas fueron obtenidas tanto de zonas con vertido (muestras 8 y 10), en el propio cauce del Pas (1, 2, 3 y 4), como en

áreas externas al estuario para comparar (6 y 7) y, finalmente de alguno de los afluentes más importantes del Pas: el Carrimont (5 y 9). (Fig. II-7).

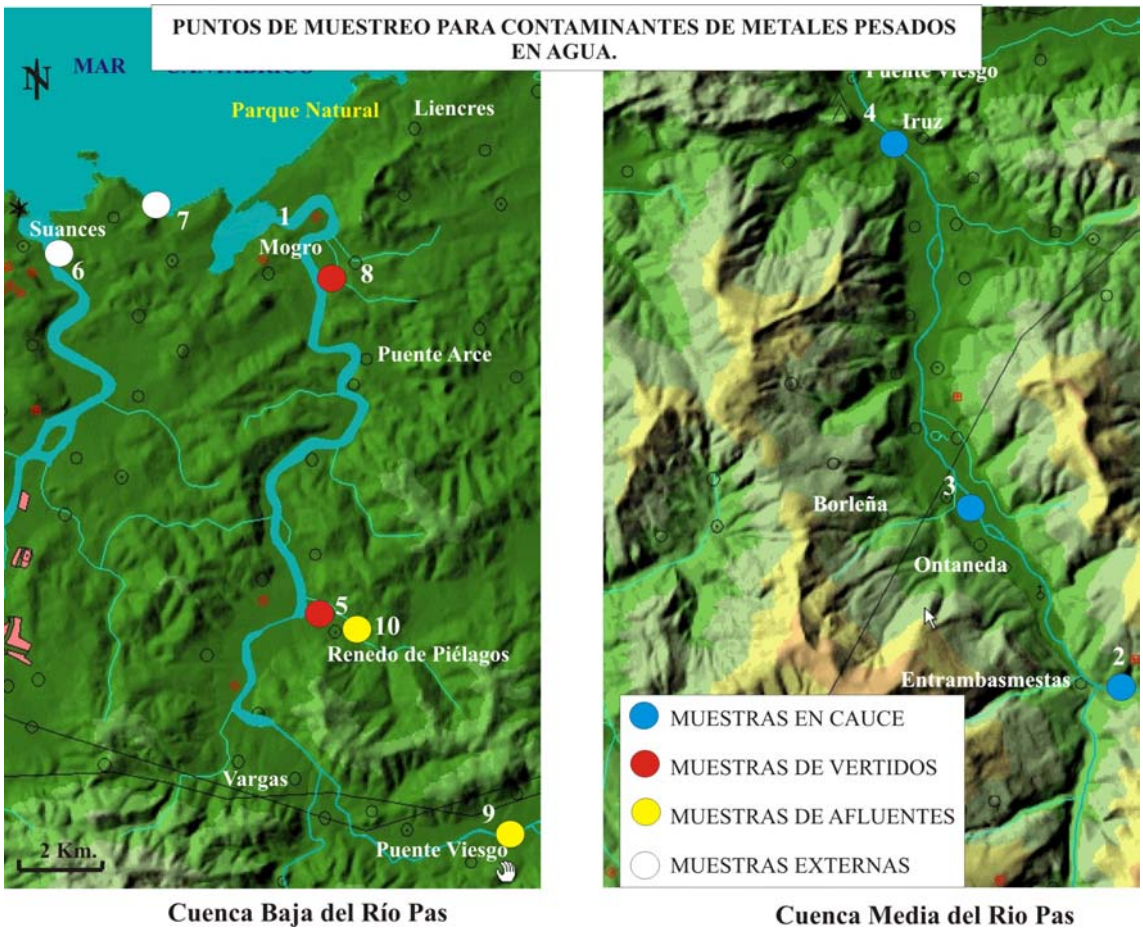


Fig. II-7.- Puntos de muestreo internos y externos a la cuenca del Pas para el análisis de metales disueltos en agua.

Por su parte, la metodología en laboratorio es la misma que la empleada en suelos con la ventaja de que no hay que realizar la disolución. Por lo tanto, los metales pesados analizados serán los mismos.

2.2.3.- PROCEDIMIENTOS FOTOGRAMÉTRICOS:

Mediante el empleo de las técnicas fotogramétricas se puede llegar a realizar mediciones tan precisas como se quiera sobre las fotografías tomadas del objeto. Ello dependerá, en gran medida, de la distancia del centro de proyección de la cámara fotográfica al objeto, sin olvidar otros condicionantes como: la distancia focal, el

tamaño del píxel (cámara digital o escáner), precisión del apoyo de campo (G. P. S., estación total o teodolito-taquímetro electrónico).

Partiendo de la información en 2D suministrada por la fotografía, en este caso, la obtenida con el vuelo financiado por la *Fundación Marcelino Botín* en Junio de 2001, se puede determinar la posición espacial o 3D (X, Y, Z) de un punto objeto, aplicando el método general de la fotogrametría (orientación interna, orientación relativa y orientación absoluta). Las ventajas del formato fotográfico con respecto a otros medios de medición topográficos-geodésicos son:

- La toma de datos o registro fotográfico es instantáneo. Esto motiva que la recogida de información sea rápida y, por tanto, supone un importante ahorro de tiempo.

- Obtención en la fotografía de una representación completa del objeto a estudiar; por ello es posible realizar infinidad de mediciones sobre diferentes parámetros del elemento de interés.

- En el caso de un terreno que sufre variaciones espaciales en pequeños intervalos de tiempo (como es el caso de las dunas), la fotografía hace que se detenga el tiempo en el proceso evolutivo del objeto. En cambio, con el empleo de las técnicas topográficas, no se podrá disponer más información que la obtenida en el momento de la recogida de datos, puesto, que un nuevo control efectuado con posterioridad para ampliar la información, supone que las condiciones del objeto sean diferentes.

- Para la realización de la cartografía existen diferentes técnicas fotogramétricas: por ejemplo, dependiendo de la posición del centro de proyección o punto de toma, se pueden clasificar en:

- Fotogrametría aérea: el medio de obtención normal es un avión, el cual se encuentra en movimiento en el instante de hacer las fotografías; ello condiciona que no sea posible la medida directa de coordenadas del objeto desde el punto de vista. Los elementos externos (giros de la cámara, coordenadas del centro de

proyección, coordenadas del punto objeto) se determinan por vía indirecta, aplicando el proceso general de la fotogrametría.

- Las películas fotográficas están condicionadas por la velocidad del avión. Por tanto, los tiempos de exposición son muy cortos y, por ello, la fabricación de los obturadores son complejos. Las emulsiones fotográficas deben ser muy rápidas, de grano grueso y de poco poder de resolución. Con todo esto, la principal contradicción de la fotogrametría aérea es que se deben usar emulsiones rápidas y que tengan a la vez gran poder de resolución.

  Por otra parte, en fotogrametría aérea se deben considerar por un lado, las correcciones de esfericidad terrestre cuando las tomas fotográficas se efectúan sobre objetos emplazados a más de 300 metros de distancia, y por otro, el desplazamiento que se produce por refracción atmosférica. En general, el efecto de esfericidad es aproximadamente cuatro veces mayor que el efecto de refracción.

- Fotogrametría terrestre: la toma fotográfica es realizada desde la superficie terrestre. Por tanto, el punto de vista es estable y facilitando la medida de sus coordenadas de forma directa, dado que su posición se puede señalar sobre el terreno (estaca, clavo...); a su vez, se tiene la posibilidad de medir el azimut y la dirección de los rayos perspectivos que se desee. En la cámara fotográfica, al estar inmóvil, se disponen películas fotográficas con emulsiones lentas (grano fino y gran poder de resolución), también condiciona que las aberturas del obturador sean pequeñas para atenuar las distorsiones y las exposiciones pueden ser largas (excepto objetos con movimientos rápidos).
- Otro tipo de clasificación fotogramétrica está relacionada con la posición espacial de los ejes principales de las tomas fotográficas **(**Fig. II-8**):**

  a) *Toma normal:* las direcciones de las tomas fotográficas son paralelas y perpendiculares a la base. En fotografía aérea no es posible el caso normal, pero pretende en campo acercarse lo máximo posible a ello, por ejemplo con una altura de vuelo constante, el eje de la cámara se debe mantener vertical lo mejor posible mediante sistemas de nivelación.

b) *Toma convergente:* las direcciones de toma convergen y por ello no son perpendiculares a la base.

c) *Toma oblicua e inclinada:* las tomas son paralelas entre sí, pero oblicuas e inclinadas a la base.

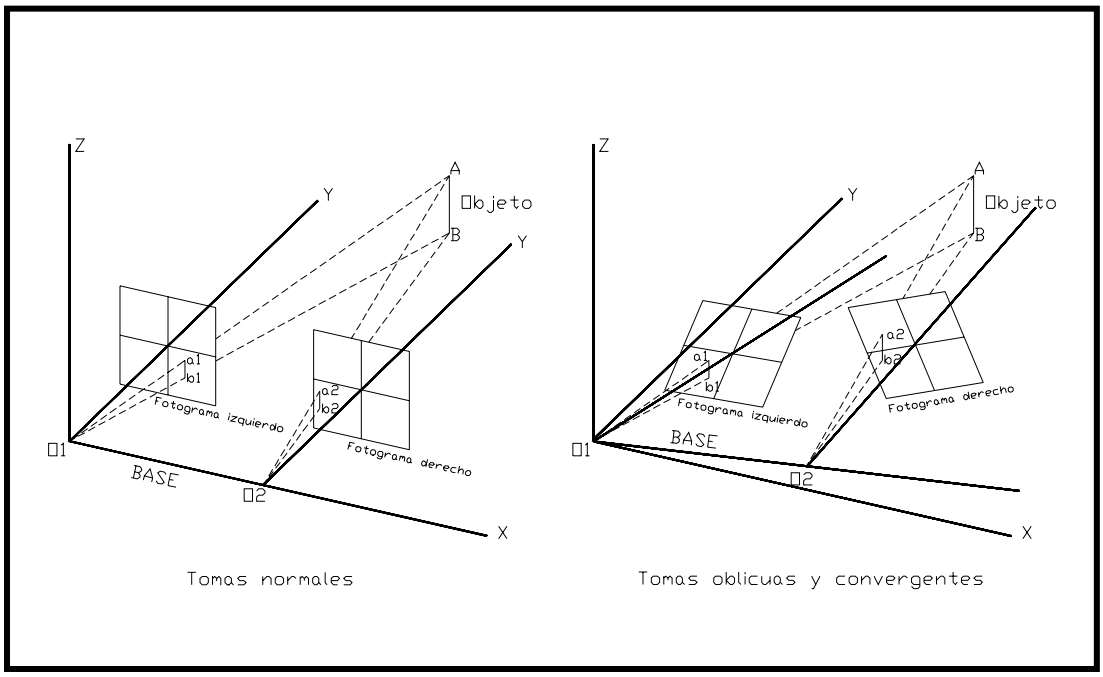


Fig. II-8.- Caso ideal: a la izquierda, tomas normales y a la derecha, tal y como se ha utilizado en esta Tesis, tomas convergentes, oblicuas e inclinadas.

Además de los casos anteriores existe la *fotogrametría de objeto cercano*. Su particularidad es que las tomas fotográficas están a distancias de algunos metros o decenas de metros hasta un valor máximo de 300 metros (LÓPEZ-CUERVO, 1980**)** y, al ser tan cortas, la esfericidad terrestre y la refracción atmosférica son despreciables. Asimismo, las bases fotogramétricas son muy cortas, en algunos casos menores a un metro. Este método se utilizó sólo en la "*Duna Móvil Central*".

5.- Conceptos fotogramétricos: una característica fundamental para la aplicación de la técnica fotogramétrica es que la cámara empleada debe estar calibrada; por tanto hay un conocimiento exhaustivo de su distancia principal o focal, las coordenadas del punto principal y la función de distorsión. Por otra parte, se

debe tener presente, cuando se realice la secuencia de fotografías, la relación entre la escala de la fotografía y la escala del posterior producto cartográfico: (Pliego de condiciones del I. G. N.) **(**LÓPEZ-CUERVO, 1980**).**

$$E = 200 \cdot \sqrt{E_c}$$

Siendo:

E : El denominador de la escala fotográfica.

E_c : El denominador de la escala de la cartografía.

La escala de los fotogramas en los lugares de cota media de cada pasada, deberá ser la programada con una tolerancia media del 5%. La cota media de cada pasada se fijará como la media entre los puntos más altos y los más bajos.

Antes de comenzar cualquier trabajo hay que definir los errores máximos permitidos, ya que esto condiciona los procesos de cálculo posteriores. Cuando se realice un proyecto o trabajo (topográfico o fotogramétrico) debe considerarse siempre la idea siguiente: cuanta mayor precisión se requiera en el producto final del trabajo, mayor será el coste necesario en medios técnicos, observación de campo, cálculo de gabinete y, por tanto economía.

2.2.3.1.- Fotogrametría convencional.

El caso normal es aplicable tanto a fotogrametría terrestre como aérea, pero es bien conocido que normalmente la cartografía (mapas topográficos a diferentes escalas) se realiza mediante fotogrametría aérea; por ello, a continuación, se hace un breve estudio del proceso: toma de datos, apoyo fotogramétrico y restitución fotogramétrica.

- Condiciones geométricas de las tomas de datos: Los fotogramas tienen un formato de 23 x 23 cm con un recubrimiento longitudinal entre el 60% y el 70%, el recubrimiento transversal entre el 25% y el 35%. Las tomas fotográficas serán imágenes verticales con un error máximo de

±3°, con la condición que los ejes de vuelo de tres fotogramas consecutivos no formarán en ningún caso ángulos superiores a ±3°. Por otro lado, los ejes de las pasadas deberán ser paralelos, de forma que la recta que una los puntos principales de los dos fotogramas extremos de una pasada no formará un ángulo superior a ±5°, con las rectas de pasadas contiguas (Pliego de condiciones del I. G. N.)

2.2.3.2.- Apoyo fotogramétrico de campo. El empleo del GPS:

Esta fase comprende la labor de campo (G.P.S., estación total) para la determinación de la posición planimétrica y altimétrica de los puntos de apoyo. Un punto de apoyo es un elemento puntual en el terreno que es identificable en la fotografía. Al menos son necesarios tres puntos distribuidos homogéneamente en toda la zona de recubrimiento de cada par de fotogramas, aunque en la práctica se tiene información de más puntos de apoyo por cada par. El apoyo topográfico puede hacerse antes, durante o después de la ejecución de las tomas fotográficas y dependerá de la situación de cada trabajo. En el caso aplicado a las dunas de Liencres fue de forma posterior (Fig. II-9).

Fig. II-9. - Aplicación de GPS en el sistema Dunar de Liencres.

Cuando las condiciones lo permiten, se realiza el apoyo después de revelar las fotografías, puesto que así, en el gabinete se puede confeccionar un mosaico ellas y

planificar una situación aproximada de los puntos de apoyo, teniendo de esta manera un conocimiento previo del objeto.

- Restitución fotogramétrica: con la colección de fotografías verticales del conjunto de la zona a restituir se procede al trabajo de restitución debiendo estar presente los puntos de apoyo fotogramétricos. Para ello se registran las coordenadas terreno (X, Y, Z) de aquellos puntos que definen el objeto a representar. Para la realización de esta labor es necesario seguir el siguiente proceso (DOMINGO, 1985):

a) Orientación interna: correcciones de las deformaciones producidas en el proceso fotogramétrico, deformaciones propias de la película, distorsión del objetivo, esfericidad terrestre y refracción atmosférica.

b) Orientación relativa: en esta fase se obtienen las coordenadas modelo, y para ello se deben situar los centros de proyección y los planos imagen en la misma posición espacial que en el momento de realizarse las tomas en el campo. En este proceso se aplica la condición de coplaneidad, en la cual es necesario determinar al menos la posición de cinco puntos en la zona de recubrimiento de dos fotografías. Un método de aplicación de la orientación relativa, consiste en dejar fijo el proyector izquierdo y orientar el fotograma derecho hasta generar el modelo. La formación del modelo consiste en la determinación de la posición relativa de todos los pares de rayos homólogos se corten. Cuando el modelo está desarrollado, en ningún punto de su superficie existirán paralajes verticales.

c) Orientación absoluta: en esta fase se calcula la escala, se gira el modelo y se traslada a su posición verdadera en el espacio. Esto se realiza mediante una transformación tridimensional de semejanza, en la que participan activamente los puntos de apoyo. Por otra parte, si después de la orientación interna se aplica la condición de colinealidad se evita realizar el proceso de la orientación relativa y absoluta: las coordenadas terreno se obtienen directamente con la denominada orientación externa.

*2.2.3.3.- Fotogrametría de objeto cercano con el programa **CDW**.*

Este método se aplicó, exclusivamente, a la "*Duna Móvil Central*" de Liencres. Las fotografías son obtenidas desde distintos puntos de vista sin tener en cuenta la posición geométrica de las tomas (no tienen que ser normales). A partir de la reconstrucción de cada haz y de su situación espacial con respecto a un sistema de coordenadas pueden proporcionarse coordenadas 3D (X, Y, Z) de cada uno de los puntos objeto.

Las características del proceso seguido por el programa fotogramétrico de objeto cercano CDW, es:

1.- Procesamiento de los datos imagen. Éstas proceden de una cámara digital o de la digitalización de imágenes analógicas, mediante un escáner fotogramétrico. Las cámaras fotogramétricas están calibradas y poseen una placa reticulada (placa de cristal) con una malla de precisión micrométrica, que queda superpuesta sobre la película una vez realizada la fotografía **(**Fig. II-10**)**. Para la orientación interna se procede a la medición manual de las cuatro primeras cruces "*Reseau"* y, posteriormente, se mide, de modo manual o automático, el resto de las cruces. El error después de la transformación debe ser inferior a 10 micras.

2. Medición de puntos homólogos: consiste en la identificación y establecimiento de coordenadas imagen de puntos en los fotogramas (Fig. II-10). La medida de puntos homólogos debe efectuarse bajo las reglas siguientes:

a) Puntos homólogos medidos entre 10 y 12 identificables en varios fotogramas. Entre estos puntos se encuentran aquellos que definen el sistema de referencia o sea los puntos de apoyo con sus coordenadas terreno.

b) Los puntos imagen deben distribuirse por toda la imagen y no formar una línea entre ellos.

c) Cada punto debe ser medido en tres fotogramas por lo menos, tomados desde diferentes posiciones y garanticen la intersección de rayos.

Se establece el valor del error máximo en la orientación de 25 micras. No obstante en los trabajos que realizamos se impuso la condición de que el error no superara las 10 micras. (SANJOSÉ, 2001).

3. Posición de la cámara: sus posiciones se determinan después del cálculo de la orientación. Una vez estimada ésta, se dispone de las coordenadas terreno (X, Y, Z) de la posición de la cámara, respecto al sistema de referencia terreno **(**Fig. II-10**)** definido en el fotograma (puntos de apoyo), además de los ángulosω, φ y χ que proporcionan la alineación de la cámara. Inicialmente, para un mejor cálculo se facilita una posición aproximada de la cámara en cada una de las fotografías.

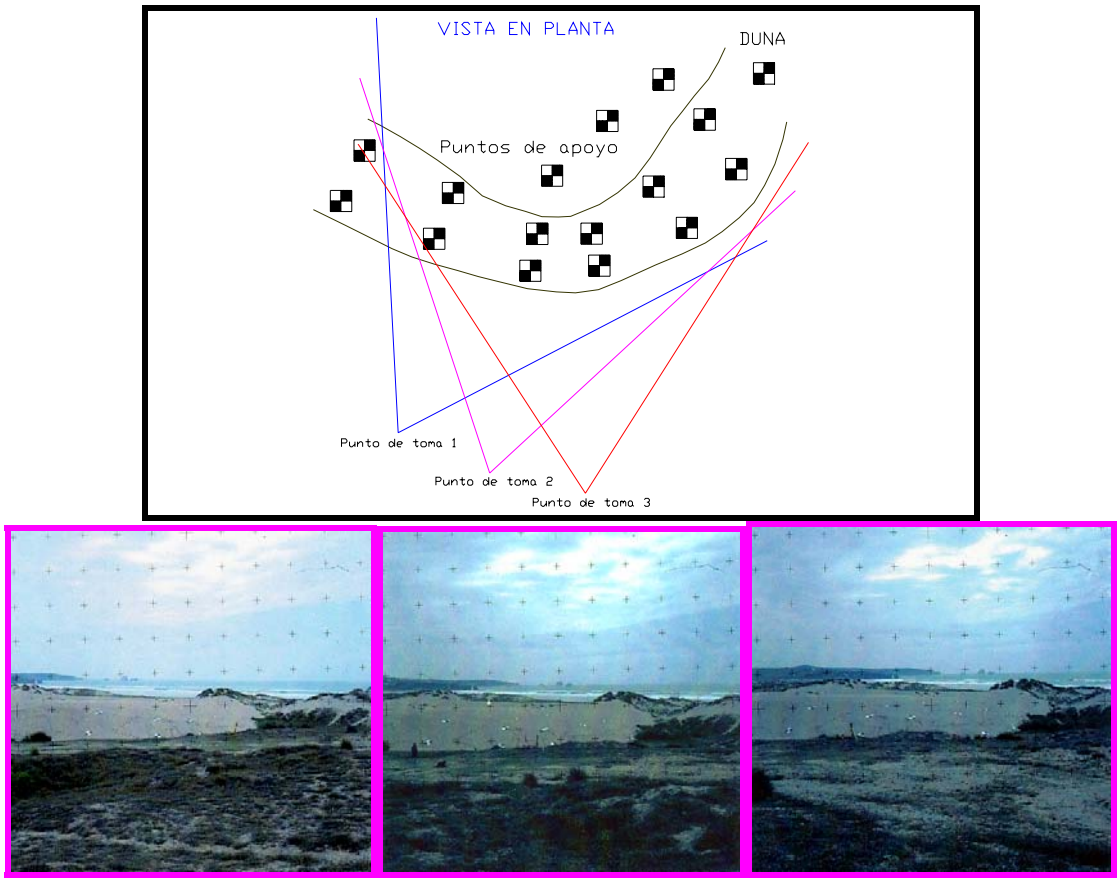
Fig. II-10. - Detalle de las cruces Reseau (orientación interna) y la preseñalización de campo (puntos de apoyo). Aplicación a la denominada "*Duna Móvil Central*" del complejo dunar de Liencres.

4.- Método de determinación de coordenadas por ajuste de haces: esta técnica permite el empleo de varios fotogramas para llevar a cabo la restitución de una zona, en lugar de sólo dos fotogramas como ocurre en el caso de pares estereoscópicos. Permite el análisis y el ajuste en conjunto de un montaje fotogramétrico. El cálculo se realiza considerando todas las imágenes como

una unidad. El ajuste se realiza con el propósito de minimizar las desviaciones existentes (cuadrado de los errores residuales) empleando el método de mínimos cuadrados.

2.2.3.4.- Medidas en la "Duna Móvil central" de Liencres:

Las tomas fotográficas están realizadas enfrente de la duna sobre el suelo estable. Durante el año 2001 se hicieron 5 campañas (entre el 29 de Octubre de 2000 y el 8 de Agosto de 2001) y en cada observación se tomaron entre 12 y 20 fotografías y se colocaron entre 25 y 35 puntos de apoyo. Debido al poco espacio entre la duna y la posición de la cámara, no fue posible que todo su relieve entrara en cada encuadre fotográfico; por ello se fue recorriendo el frente de la duna de forma que, al menos, cada tramo de duna estuviese en tres encuadres o fotografías **(**Fig. II-11**)**. Los puntos de apoyo se tomaron con estación total y debido a la homogeneidad de la arena se fueron dejando huellas por toda la duna para su posterior restitución.



Punto de toma 1. **Punto de toma 2.** **Punto de toma 3.**

Fig. II-11.- Tres fotografías del mismo objeto (duna) para realizar la restitución.

2.2.4.- MÉTODOS APLICADOS AL ANÁLISIS DE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN.

El estudio y la cartografía de los tramos más susceptibles de sufrir inundaciones en el valle del río Pas se ha apoyado sobre herramientas estadísticas e informáticas (a), estudios realizados por la Confederación Hidrográfica del Norte (b), reconocimientos geomorfológicos en las riberas del cauce (c) y finalmente, para completar el estudio, se ha realizado una pequeña encuesta oral a diversas personas, siempre buenas conocedoras del río (guardas fluviales, ribereños que residen desde hace tiempo en las márgenes del Pas y que vivieron las últimas inundaciones en la cuenca, asociaciones ecologistas, etc.).

2.2.4.1.- Fuentes documentales y bibliografía.

Las fuentes documentales han sido las siguientes:

- Para el estudio de las características climáticas y del marco geográfico donde se ubica, se ha utilizado información editada y, a veces no publicada, perteneciente a diferentes organismos públicos (CHN, INM, Puertos del Estado, etc.) y a estudios científicos generales (MOUNIER, 1979; GARMENDIA, 1986; RASILLA et al., 2002**)** destinados al conocimiento de las diferentes variables: precipitaciones, temperaturas, condiciones atmosféricas, etc.

- Para el análisis de las inundaciones históricas se han empleado ciertas investigaciones (**G**ARMENDIA, 1986 y 1987); numerosos artículos de los medios de comunicación social, **(**Diario Montañés, 1907, 1909, 1931, 1938, 1953, 1977 y 1983), fuente muy utilizada en estudios climáticos en otras regiones peninsulares (OLCINA CANTOS, 2005); datos aportados por organismos públicos **(**CHN, 1991**)** y bibliografía específica relativa al río **(**RUIZ de SALAZAR, 1850**).**

2.2.4.2.- Variables estadísticas obtenidas y analizadas.

Corresponden a series climáticas, esencialmente pluviométricas y pertenecientes a los aforos instalados en el cauce del río Pas. Al inicio del proyecto, se pidió al Instituto Meteorológico Nacional (sedes de Madrid y Santander) el envío del mayor número de datos climáticos posibles sobre la cuenca del Pas. Estos son de naturaleza pluviométrica principalmente (Tabla V-I del Capítulo V). Además, se ha obtenido diversa documentación procedente del Archivo del Puerto de Santander sobre las mareas entre los años 1900 y 2002, para contrastar cuál era la altura de las mismas en los momentos de inundación. Otras informaciones relevantes han sido las aportadas por la CHN con los datos del aforo y los análisis de riesgos de inundación que se efectuaron de forma previa a la canalización.

En definitiva, se puede resumir en la siguiente relación de variables y organismos en las que se han obtenido (Tabla II-I):

a) Obtenidas en el Instituto Nacional de Meteorología (Madrid): Series climáticas de las siguientes estaciones pluviométricas:

a.1.- Vega de Pas
a.2.- Puente Arce
a.3.- Estaciones del Valle de Toranzo
a.4.- Mogro
a.5.- Miengo

Todas ellas con registros efectuados en años diversos y en series que presentan interrupciones temporales. Fueron muy pocas las estaciones cuyas series superaron los 20 años, necesarias para una buena valoración científica. Sin embargo, pudieron ser utilizadas de modo más eficaz al coincidir, en ocasiones, con el desarrollo de ciertas crecidas puntuales.

b) Series climáticas obtenidas en el Centro Meteorológico Territorial de Santander.

b.1.- Santander "CMT": incluye en su serie los años 1960 a 1989 con precipitaciones y temperaturas, con registros caracterizados, inicialmente, por su fiabilidad y continuidad.

b.2.- Estación de Santander "Ojaiz": (1950 a 2001): con datos pluviométricos y de temperatura, también bastante fiables y continuos.

b.3.- Estación de Villacarriedo: (1950 a 2000): datos de precipitaciones y temperaturas incluidas en una serie larga y fiable.

c) En el Archivo de la Autoridad Portuaria de Santander se obtuvieron:

c.1.- Datos climáticos del Faro de Suances (1973 a 1989).
c.2.- Tablas de Mareas.

d) Finalmente, en el Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Cantabria, los profesores Carolina Garmendia y Domingo Rasilla cedieron amablemente datos climáticos de estaciones diversas de la Cuenca del Pas.

No obstante, ciertos problemas subyacen en el estudio de las variables climáticas, y también, en las de naturaleza hídrica:

La primera dificultad radica en la falta de continuidad de los datos de la mayoría de las estaciones meteorológicas **(**Tabla II-I**)**. Muy pocas series superan los 20 años de información. Algunas, además, presentan interrupciones en momentos en los que hay constancia de precipitaciones considerables e inundaciones.

INVESTIGACIÓN CLIMATOLÓGICA Y DE MAREAS. *años comparables*

*** Se han fechado históricamente como periodos de inundación, los siguientes:1907,1909,1931, 1938,1953,1977,1983.**

TIPO DE FUENTES	ORIGEN	ESTACIONES	TRAMO	AÑOS	OBSERVACION
VALORES PLUVIOMÉTRICOS Y DE VIENTOS	Instituto Nacional de Meteorología de Madrid	Santander(CMT)	Referencia	1961-1990	20 años-Aceptable
		Mogro	BAJO	1994	Rotura dunas
		Puente Arce	BAJO	1975,77,83,86	Sólo fechas inundaciones.
		La Penilla	BAJO	1953,75,77	Sólo fechas inundaciones.
		San Martín	MEDIO	1994	Rotura dunas
		Ontaneda	MEDIO	1994	Rotura dunas
		Vega de Pas	ALTO	1983,86,94	Rotura dunas y fechas de inundaciones
	Instituto Nacional de Meteorología de Santander	Mogro	BAJO	1969-1990	20 años-Aceptable
		Cudón	Referencia	1965-1990	Vacíos en 1984,85,86,90
		Vioño	BAJO	1973-1991	Faltan 2 años para una serie de 20.
		Santa Mª Cayón	Referencia	1974-1991	Faltan 3 años para una serie de 20
		Ontaneda	MEDIO	1974-1990	Faltan 4 años para una serie de 20
		Vega de Pas	ALTO	1969-1991	Vacíos en 1977,78,85 y 86
		Villacarriedo	Referencia	1950-2000	49 años-MUY BUENA
		Castañeda	Referencia	1956-1991	BUENA SERIE
OBJETIVO DOC.:	*** Contrastar las fuentes obtenidas , para determinar coincidencias de variables en los periodos de inundacione datados.** *** Determinar periodos de retorno en las series buenas (datos de 20-30 años por estación).** *** Máximas 24 Horas INM**				

INFORMACIÓN DE VIENTOS	**Archivo del Puerto de Santander.**	FARO DE SUANCES	BAJO	1974-1991	Rotura dunar
OBJETIVO DOC.:	*** Observar predominancia de los vientos en el Sistema Dunar.** *** Se puede correlacionar con la estación meteorológica de Mogro y Cudón.**				

TABLAS DE MAREAS	**Archivo del Puerto de Santander.**		BAJO	1907-1995	Rotura dunar, inundaciones tramo bajo.
OBJETIVO DOC.:	*** Correlacionar con los datos climáticos en los años de inundación para ver la posible influencia de la marea.** *** Años de rotura en Liencres: 1994-1995.**				

TABLA II-I.- Información obtenida de las distintas estaciones de la Cuenca del río Pas, y datos de marea.

Nos consta, que muchas de ellas fueron atendidas por la buena disposición de numerosos voluntarios en colegios, cuarteles de la Guardia Civil, fábricas, parroquias. Por tanto (sin desdeñar el trabajo ímprobo que esto supuso para estos voluntarios, que al menos, gracias a ellos hay algo de información) no son todo lo exactos que una estación moderna nos pueda aportar. Sólo las estaciones de Mogro, Castañeda y Villacarriedo (los dos primeros pertenecientes al tramo bajo del río, y al Valle del Pisueña el tercero) son relativamente completas con series superiores a los 20 años.

Sin embargo, para los últimos años, existe una publicación del INM (1998) de buena calidad, dónde se han estimado los períodos de retorno para las precipitaciones máximas en 24 horas de Cantabria. Entre las estaciones que figuran, hay algunas pertenecientes a la Cuenca del Pas-Pisueña y que se tendrán en cuenta en el presente estudio.

Otro problema de notable importancia ha sido el cierre paulatino de casi todas las estaciones meteorológicas del Pas a partir de mediados de los años noventa. Por lo que, de un tiempo a esta parte, las únicas estaciones de referencia son las de Villacarriedo y Santander. Esto plantea un serio problema para investigaciones futuras: con dos estaciones, no emplazadas en la cuenca, y sin datos de aforo en el cauce del río se está creando un considerable *"vacío informativo"*.

Establecidas las estaciones con series mayores de 15 años, y tras realizar el método de "test de las secuencias", el INM pudo llevar a cabo el estudio de precipitaciones máximas en 24 horas, en tan sólo 25 estaciones (INM, 1998). De éstas, 6 pertenecían al Pas: Vega de Pas, San Martín de Toranzo, La Penilla, Castañeda, Vioño y Mogro (INM, 1998). Esto implica, algo menos de una estación meteorológica por cada 100 km^2. Si bien, supera la media de la existentes en las cuencas ubicadas entre Cantabria y Asturias (0,67 estaciones por 100 km^2), su distribución deja mucho que desear. Sólo 2 pertenecen a los tramos medio y alto, dónde se presenta la concentración más elevada de precipitaciones. Además, se han cerrado las dos hace algunos años y se han interrumpido las series.

En lo que respecta a los datos de caudal obtenidos en el río Pas hay que señalar que pertenecen a un sólo aforo, el de Puente Viesgo. Este únicamente cubre la mitad de la cuenca correspondiente al tramo medio y alto (357 km^2). Y significa la ausencia de cualquier información sobre los caudales circulantes en el tramo bajo del Pas, sector donde confluye su principal afluente: el río Pisueña.

Mas grave, de cara al futuro, es el hecho de que este aforo no aporta datos de caudal desde 1995 debido al precario estado en que se encuentra.

En definitiva, sí para determinar los riesgos de inundación de cualquier cuenca hay que tener la máxima información posible de la misma implicando las variables tanto naturales como antrópicas, la cuenca del Pas-Pisueña presenta muchas dificultades para un estudio riguroso. En efecto, carece de información con un cierto grado de fiabilidad debido a:

- malos registros climáticos en estaciones con series muy cortas y discontinuas;

- ha cesado la información del aforo de Puente Viesgo desde 1995 y los datos obtenidos deben tener en cuenta su incorrecto emplazamiento, al cubrir sólo el tramo alto y medio sin contabilizar los caudales aportados por el Pisueña;

Por lo tanto, la cartografía y análisis de los riesgos de inundación en la presente Tesis hay que caracterizarlos a modo de **información orientativa**.

2.2.4.3.- Métodos estadísticos: el análisis climático y del caudal por el método de Gumbel:

Para establecer posibles inundaciones futuras, se suelen calcular los "Períodos de Retorno" o baremo de años en que se puede repetir una variable. En el caso del Pas, se analizarán de esta forma, el caudal y las precipitaciones con la información obtenida. Primero se comentará la utilidad de cada análisis y al final desarrollaremos la expresión de Gumbel.

a) Cálculo del Período de Retorno de Precipitaciones Máximas: se establece un **análisis climático** de la cuenca lo más exhaustiva posible a través de las fuentes documentales (estaciones climáticas del Instituto Nacional de Meteorología-INM). En este apartado hay que examinar tanto los eventos puntuales durante las inundaciones históricas, como conocer las tendencias de las precipitaciones con el máximo de series anuales posibles. Se suele aplicar distintos parámetros estadísticos, destacando el denominado "Período de Retorno" que, como se ha descrito, establece la "*probabilidad de que se repita en el tiempo, una concentración de precipitaciones determinada"*. Se han dado por buenas las efectuadas en su tiempo por la CHN (1990) con motivo de las obras de canalización desarrolladas entre los años 1983 y 1995. No se ha podido ampliar y actualizar esta información debido al ya comentado cierre de la mayoría de las estaciones meteorológicas correspondientes a la cuenca del Pas, por lo que. El método que empleó la CHN fue el de Gumbel (1941), que es el utilizado frecuentemente para este tipo de estudios (MMA, 1998; CHN, 1990; INM ,1995 y 1998).

b) Después del análisis climático, el otro elemento de importancia a determinar es el **caudal máximo** que pueda registrarse en una **inundación**. Al igual que ocurriera con las precipitaciones, el método probabilístico empleado ha sido el de Gumbel. Se ha aplicado al único aforo existente en la localidad de Puente Viesgo. Los caudales máximos obtenidos se han contrastado con la influencia de las mareas en el sector estuarino del río. Esto se ha hecho para observar posibles interferencias y/o contribuciones de las mismas a las inundaciones históricas. Si un estado de pleamar coincide con una crecida desde procedente de aguas arriba, el riesgo de desbordamiento es ciertamente mayor. Para ello se han empleado las fuentes documentales cedidas por la Confederación Hidrográfica del Norte y el Archivo del Puerto de Santander.

Método de Gumbel:

Esta ley probabilística, consiste en el establecimiento de las frecuencias en que se puede repetir un suceso. Se puede utilizar tanto para la estimación de las precipitaciones como para caudales punta anuales en series suficientemente largas.

Siguiendo las pautas de MMA (1998), los cálculos del "Período de Retorno" de un Caudal Máximo efectuados para el presente proyecto, se define de la siguiente forma:

Por un lado hay que establecer la densidad acumulativa de probabilidades, que corresponde a una función doble exponencial:

$$F(x) = e^{-a}$$

Siendo F(x) la probabilidad de que un valor esté por debajo de x; $a = e^{-y}$, donde y es la variable de Gumbel.

El hecho de que la probabilidad de un valor no pueda ser superado tiene un interés, pues permite conocer la condición de excedencia (probabilidad de ser sobrepasado).

Si G(x) es la probabilidad de superar un determinado valor:

$$G(x) = 1-F(x) = 1-e^{-a}$$

Por otro lado, la definición del Período de Retorno viene expresada por:

$$G(x) = 1/T.$$

Sí unimos las dos expresiones queda:

$$T = 1/(1-e^{-a}) \text{ para } a = e^{-y}$$

Despejando la variable de Gumbel (y), obtendremos que la relación de ésta con el período de retorno se puede expresar en:

$$(T-1)/T0\ e\text{-}a;\ Ln\ (T\text{-}1/T) = -a\ Lne$$

Finalmente, desarrollando este cálculo, obtendremos que $y = -Ln\ (Ln(T/T-1))$

Por otro lado, cualquier variable se puede representar como: $x = X + \Delta x$; siendo x = el valor de la variable aleatoria; X = la media de la distribución y Δx la desviación respecto a la media.

La Δx se puede expresar en términos de desviación estándar "S_x":

$$\Delta x = KS_x$$

Siendo K el "factor de frecuencia". La expresión que quedaría sería:

$$X = X + KS_x$$

Dónde x = valor máximo anual (Período de retorno T); X = media de la serie anual de valores máximos y S_x = la desviación estándar de las serie.

Siendo K el factor de frecuencia. Aplicando K a a la variable "y", el factor de frecuencia vendrá dado por:

$$Y = Y + KS_y, \text{ y al despejar } K = (y-Y)/S_y$$

Donde **y = -Ln(Ln(T/T-1))** es **la variable de Gumbel** expresada en términos de Período de Retorno. Estos valores se calculan en las tablas de Gumbel entrando con el número de datos de la serie y el Período de Retorno. Se sustituye en la expresión de la variable aleatoria:

$$X = X + (y\text{-}Y/S_y) \, . \, S_x$$

Esta expresión de Gumbel ha sufrido modificaciones. Otro autores Lettenmaier y Burges preferían que los valores empleados para la estimación de valores extremos fueran los obtenidos para Y máximos, que se desarrolla cuando el número de años tiende a infinito. Este valor máximo de Y se conoce como constante de Euler cuyo valor es: 0,5772, valor para el que K = 0., por lo que y = Y. Siendo los valores de la constante de Euler correspondientes a la S_y de Y de S_y = 1,2825. Esta simplificación evita la búsqueda en las tablas de Y e S_y, sustituyéndolos por los valores máximos.

La expresión final sería: **x = X + (0,7797. y -0,45)Sx**

El método de Gumbel se resume pues en los siguientes pasos:

1.- recopilación de la serie anual de datos de aforo. La serie anual de las avenidas máximas se representa por **Xi**, en la que "i" varía de 1 a "n", siendo "n" la longitud de la serie (nº de años).

2.- Calculo de la desviación estándar (S_x) y de la media (X).

3.-Selección de los períodos de retorno **Tj** = 5, 15, 25, 50 ..... En nuestro caso sólo hasta los 100 años.

4.- Cálculo de la variable de Gumbel **yj = -Ln(Ln(Tj/Tj-1))**

5.- Cálculo del factor de frecuencia ***K*** correspondiente a la variable de Gumbel **Yj**.

6.- Cálculo del caudal de avenida **Xj** correspondiente al factor de frecuencia **Kj**.

7.- Y finalmente la repetición de los pasos 4, 5 y 6 para cada uno de los Períodos de Retorno, obteniendo **Xj** caudales para cada **Tj**.

2.2.5.- TRABAJO DE GABINETE:

Ha consistido, esencialmente, en el examen de la fotografía aérea y en la elaboración de distintas cartografías. El establecimiento y evaluación de los resultados obtenidos de los diversos análisis y tratamiento de los datos informáticos ha sido otra de las actividades más importantes a incluir en este apartado.

CAPÍTULO III :

EL MARCO MORFOESTRUCTURAL DONDE SE LOCALIZA LA CUENCA MEDIA Y BAJA DEL VALLE DEL PAS.

El Valle del Pas ofrece, a partir de la confluencia del río Magdaleno (inmediaciones de la localidad de Entrambasmestas), una acentuada dirección general norte-sur que mantendrá a lo largo de casi 50 km, hasta alcanzar la desembocadura de la Ría de Mogro. Su cauce se abre paso en los materiales geológicos que pertenecen en su mayoría al Mesozoico y, en menor proporción al Paleógeno y al Paleozoico. Todos ellos se insertan en la denominada "Cubeta Santanderina" integrada en la gran "Cuenca Vasco-Cantábrica", ubicada entre el Macizo de las "Cinco Villas" (País Vasco) y el Macizo Asturiano. Su máximo desarrollo tuvo lugar durante los tiempos cretácicos donde la sedimentación alcanzó, en algunas zonas, los 10.000 metros, registrándose ambientes sedimentarios muy contrastados y complejos cuyos extremos conocieron desde los típicamente fluviales hasta los pelágicos en los fondos marinos. Así, todas las facies que ofrecen los roquedos de este sector litoral cantábrico quedaron condicionados por la serie de acontecimientos tecto-erosivos que se sucedieron en la historia geológica de la cuenca. Algunos de ellos jugaron un papel clave en la distribución y disposición de los materiales al afectar a la denominada "Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga". Su emplazamiento, a tan sólo 30 km del Pas, hacen de este accidente uno de los grandes protagonistas geológicos de la región.

3.1.- LOS ROQUEDOS DE LA CUENCA MEDIA Y BAJA.

Diferentes conjuntos morfolitológicos (Fig. III-1) son modelados por las aguas superficiales que circulan por el fondo y por las vertientes de la cuenca del río Pas. Su diferente naturaleza así como su mayor o menor grado de tectonización son los elementos que, inicialmente, van a conformar la arquitectura del paisaje de su valle.

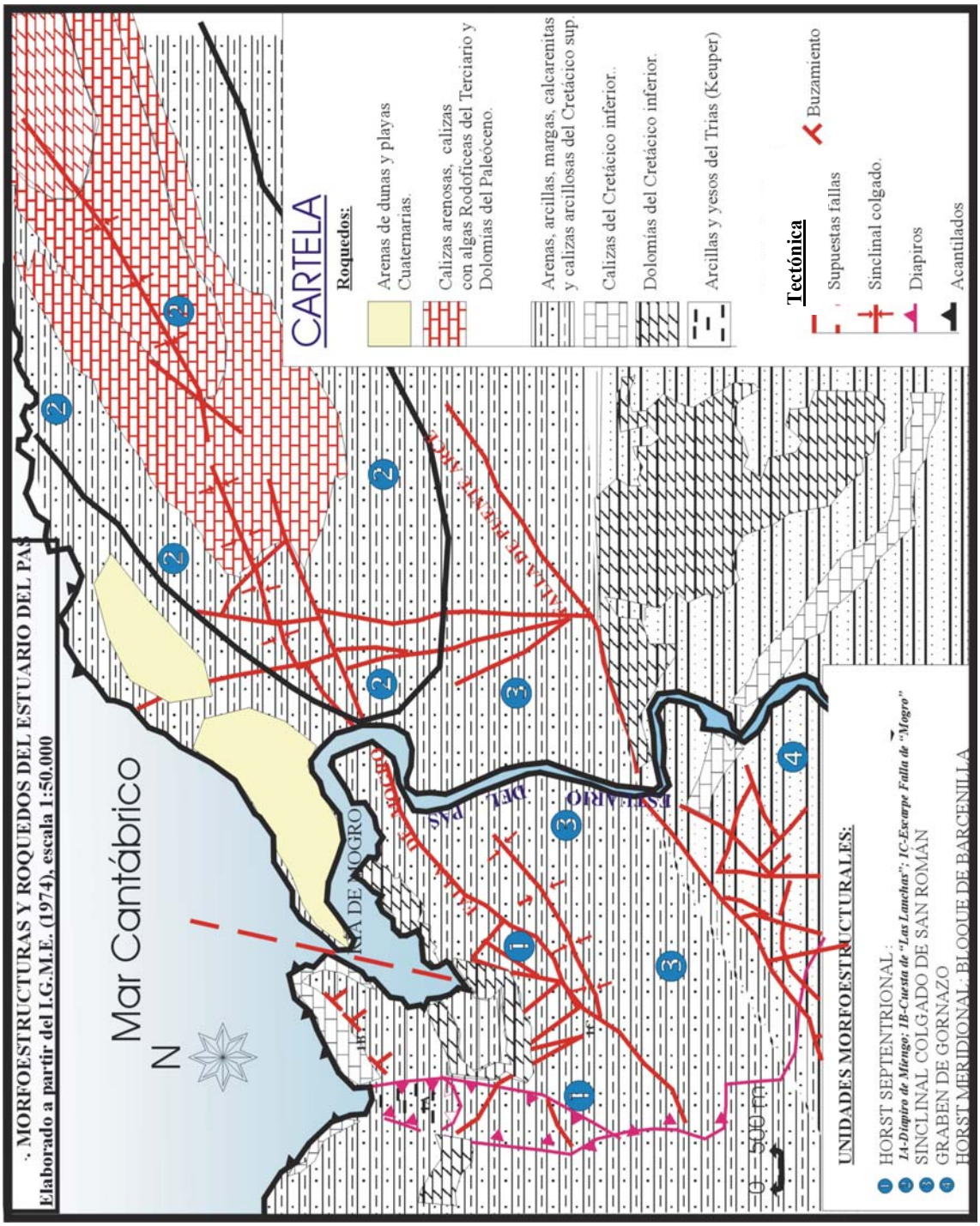


Fig. III-1.- Localización de los principales conjuntos morfolitológicos de la Cuenca Baja del río Pas.

3.1.1.- LAS "CALIZAS DE MONTAÑA" DEL PALEOZOICO.

Afloran en el estrecho valle que el río Pas ha modelado atravesando un enorme anticlinal paleozoico, volcado y vergente hacia el sur, asociado al "Entrante de Cabuérniga" (I.G.M.E., 1979). Se trata de las denominadas "calizas de montaña" (Fig. III-2), plegadas por la orogenia Hercínica, y pertenecientes al Carbonífero superior (Namuriense y Westfaliense) que, con notable potencia, afloran en el segmento occidental de la Cordillera Cantábrica. En estos parajes, los espesores se aproximan al medio centenar de metros, aunque la intensa fracturación y su disposición en escamas tectónicas impiden conocer con detalle su potencia total. Este conjunto morfolitológico está constituido por calizas masivas donde los planos de estratificación se advierten, también, con notable dificultad. Geomorfológicamente, la gran dureza de estos roquedos determina la existencia de los acentuados escarpes que flanquean el valle, en las inmediaciones de Puente Viesgo. Por otro lado, la naturaleza carbonatada de este conjunto paleozoico ha dado lugar a la presencia de abundantes manifestaciones kársticas. Entre ellas, la más importante es la Cueva del Monte Castillo (Fig. III-3), emplazada en la vertiente izquierda del valle. Distintos niveles de cavernas sugieren una compleja evolución kárstica buscando los niveles de base, asociados a la diferente y cada vez más baja posición altimétrica del cauce a lo largo del Cuaternario. Sus suelos estalagmíticos cubren importantes masas de acarreo de litología cuarcítica, introducidos en los conductos kársticos desde los relieves triásicos cercanos. Sin embargo, el mayor valor de esta caverna radica en su condición arqueológica: presenta, después de los famosos yacimientos de la Sierra de Atapuerca, la estratigrafía paleolítica más potente de la Península Ibérica y sus manifestaciones culturales revisten un inusitado interés (Cabrera et al., 2006)[1].

[1] Cabrera Valdés, V.; Bernaldo de Quirós, F.; Barba Rey, J.; Maíllo Fernández, J. M.; Mingo Álvarez, A.; Sánchez Fernández, G. & Tejero Cáceres, J. M.: "Artistas, chamanes y cazadores prehistóricos en la Cueva de el Castillo (Puente Viesgo, Cantabria)" En Arteaga y Revuelta (2006): Medioambiente, Patrimonio y Sociedad en La Cuenca del Pas. Ed. Consejería de Medio Ambiente del Gobierno de Cantabria, En prensa. 155 pp.

Fig. III-2 – Relieves armados en las "Calizas de Montaña" a la altura de Puente Viesgo.

Fig. III-3 – Accesos a la Cueva del Monte Castillo.

3.1.2.- CONGLOMERADOS Y ARENISCAS TRIÁSICAS: LAS FACIES "*BUNTSANDSTEIN*".

Se trata de las típicas facies detríticas rojizas, de edad triásica, que incluyen masas de conglomerados, areniscas y limonitas, asociadas a la facies germánica del "Buntsanstein" (Fig. III-4) emplazada a lo largo de todo el borde oriental del antiguo Macizo Hespérico. Dominan las litologías silíceas–cuarcitas y cuarzos y, en la cuenca del Pas, afloran, sobre todo, en el flanco septentrional del Escudo de Cabuérniga donde yacen encima de las citadas calizas paleozoicas. Presentan un notable espesor (varias centenas de metros) y su desmantelamiento ha originado cubiertas detríticas que coronan superficies situadas a cotas relativamente altas (500 m) sobre el fondo del valle del Pas que pudieran asimilarse a glacis finineogenos semejantes a los que se advierten en el interior de la Península Ibérica, aunque se hallan todavía sin estudiar en Cantabria.

Fig. III-4 – Facies detrítica del "Buntsandstein" a más de 600 m de altura en el "Monte Dobra", vertiente izquierda del Río Pas.

3.1.3.- ARCILLAS Y YESOS: LAS FACIES "*KEUPER*".

Constituyen las conocidas facies "*Keuper*" del Triásico superior sedimentadas en ambientes de aguas tranquilas, y de escasa profundidad, sometidas a notables procesos de evaporación. Los principales afloramientos también se localizan en la citada "Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga" y allí cabalgan tectónicamente sobre Jurásico y Cretácico. En el área del estuario, los afloramientos son de menor extensión y se asocian al Diapiro de Miengo (Figs. III-5, III-6 y III-7) y a los parajes cercanos a Renedo donde las facies *Keuper* ofrecen, además, la existencia de rocas volcánicas (ofitas), producto de la efusión de magmas básicos. El comportamiento de la facies *Keuper* ante los procesos erosivos siempre es de naturaleza lábil aunque su afloramiento en fondos de valle y/o en los segmentos bajos de las vertientes atenúan la eficacia morfogenética de los procesos erosivos.

Fig. III-5.- En primer plano, en la esquina inferior izquierda, arcillas asociadas a la facies "Keuper" aflorantes en el Diapiro de Miengo modeladas por la erosión a modo de depresión.

Fig. III-6.- Vista en detalle de las arcillas rojas del Keuper en la localidad de Miengo.

Fig. III-7.- Ofitas aflorantes en el lecho del afluente del Río Pas, el Pisueña (localidad de Castañeda).

3.1.4.- CALIZAS Y DOLOMÍAS JURASICAS.

Los sedimentos jurásicos están formados, esencialmente, por materiales carbonatados (calizas y dolomías) pertenecientes al Lías y al Dogger y entre los que se intercalan tramos margosos y arcillosos. Se acumularon en una plataforma marina que, tras la sedimentación triásica, fue cubierta por una transgresión que afectó a todo este amplio territorio. Afloran, sobre todo, en la cuenca media del río y (Fig. III-8), de modo local, en el estuario, concretamente en el borde oriental del Diapiro de Miengo.

Las diferencias de espesor que ofrecen al norte y al sur de la "Franja Cabalgante", ponen de manifiesto el posible papel que como umbral jugó esta unidad tectónica y la subsidencia diferencial acontecida en sus flancos: escasa, en el septentrional y muy acentuada en el meridional, donde se acumularon hasta cerca de 1.000 m (800-900) de materiales liásicos. También debe señalarse que el escaso espesor del Lías en el borde norte y la rareza de retazos (salvo en la hoja de Comillas) del Jurásico superior (Oxfordiense y Kimmeridgiense), han sido interpretados, como una consecuencia de las enérgicas etapas erosivas que siguieron a la fase tectónica paleoalpina denominada Neocimérica o Neokimmérica.

La naturaleza de este grupo litológico –calizas y dolomías- motiva que los principales procesos que modelan su superficie sean de índole karstica. En el litoral, sus afloramientos han sido esculpidos por una enérgica dinámica litoral originando acantilados con segmentos muy verticalizados y, en ocasiones, karstificados.

Fig. III-8.- Calizas y dolomías de edad Jurásica exhumadas por el río en la cuenca media del Pas (proximidad a la localidad de Borleña)

3.1.5.- LOS MATERIALES DETRÍTICOS DE LAS "FACIES "*PURBECK*" (JURÁSICO SUPERIOR) Y "*WEALD*" (CRETÁCICO INFERIOR).

La enorme dificultad que, desde posiciones geográficas, tiene la diferenciación en el terreno de estos dos tipos de facies detríticas y su comportamiento idéntico (como rocas de naturaleza lábil) ante los procesos erosivos motivan la inclusión de ambos en el mismo apartado morfolitológico. Se trata de conjuntos sedimentados en ambientes fluviales-deltaicos asociados a una notable regresión del mar en la plataforma donde se sedimentaron los carbonatos jurásicos. Las razones de esta regresión marina fueron de naturaleza tectónica y causaron un levantamiento del fondo marino y su progresiva emersión. Tradicionalmente, estas facies detríticas fueron vinculadas a ríos que transportaban gran cantidad de sedimentos finos desde los bordes emergidos de la cuenca (Meseta, Macizo Paleozoico Asturiano) y bajo condiciones climáticas muy húmedas.

Estas facies terrígenas presentan un enorme heterometría granulométrica al estar constituidos por masas de conglomerados, de areniscas de grano grueso-fino y de limos y arcillas. La variabilidad litológica de los materiales detríticos es amplia en las facies más antiguas o "*Purbeck*" (caliza, dolomía, cuarcita, cuarzo, etc.) y se homogeniza hacia arriba, en las facies *Weald* (Fig. III-19) donde predominan los de naturaleza silícea.

Desde el punto de vista geológico, y atendiendo a la distribución espacial de los afloramientos, hay que señalar que los vinculados a las facies "*Purbeck*" están totalmente ausentes en la cuenca baja del Pas y es, de nuevo, al sur del Escudo de Cabuérniga, donde asoman con notoriedad. Igual comentario puede realizarse de las facies "*Weald*", con la salvedad de que éstas asoman al norte de la mencionada estructura tectónica, aunque con una potencia reducida al no sobrepasar los 100 m. En este ámbito, los principales afloramientos se ubican en la cola del estuario del Pas donde, incluso, se ha advertido la presencia de facies lacustres en el muro "*wealdiense*" (sector NW de Cuchía). Sin embargo, tal y como se ha comentado para los materiales jurásicos, los mayores espesores (1.500 m) se ubican al sur de la "Franja Cabalgante". El aumento del tamaño de los sedimentos que se advierte hacia aquella unidad tectonica, denuncia la inestabilidad de este umbral y la posible existencia de ciertos desniveles capaces de determinar la puesta en marcha de materiales más gruesos.

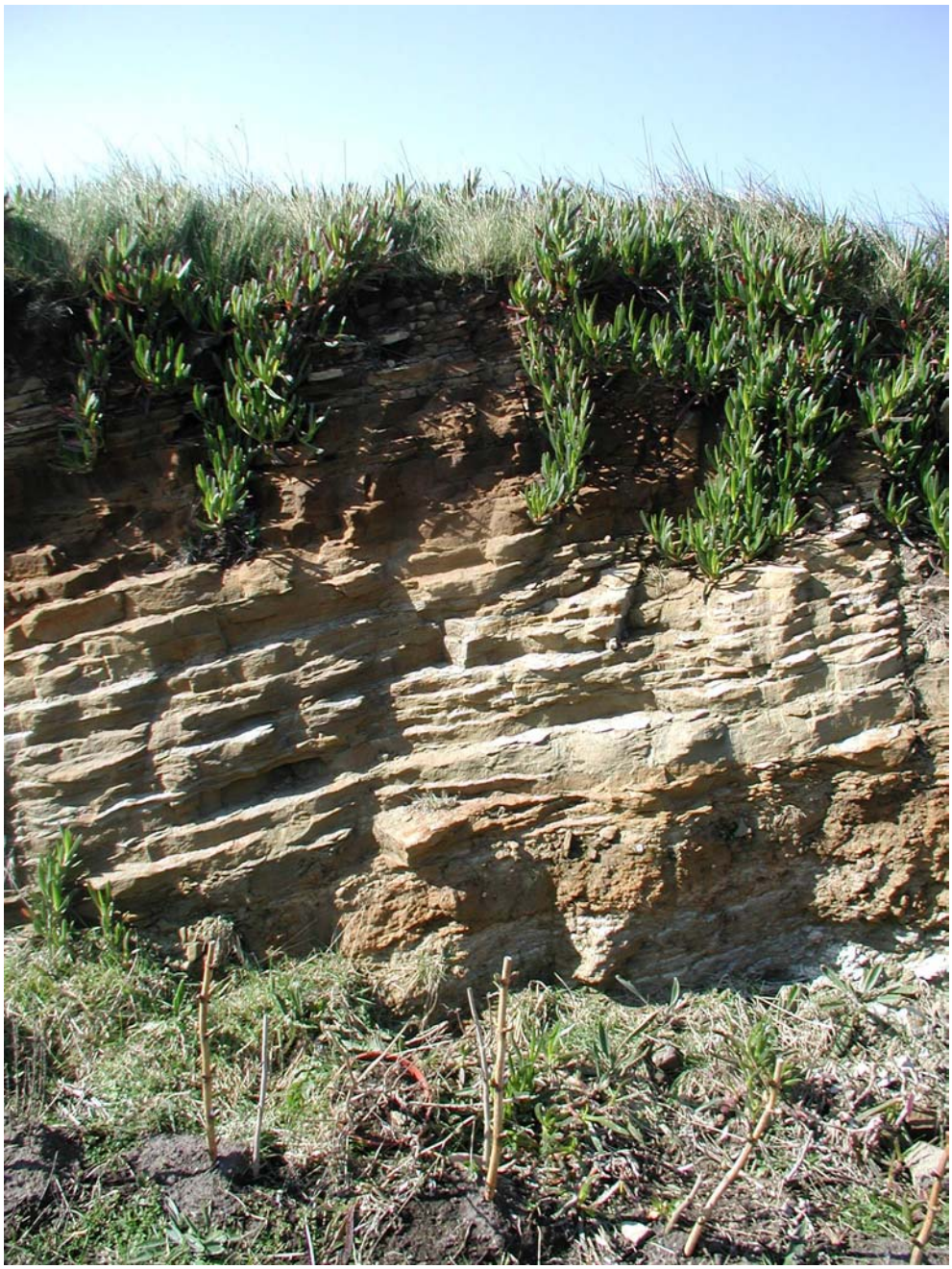


Fig. III.9.- Areniscas de facies Weald en la margen izquierda del Pas.

Esta localización y los notables espesores son responsables de que los segmentos medios y altos de las vertientes del valle estén constituidos por estos materiales detríticos. Por un lado, su elevado grado de impermeabilidad y por otro, su frágil consistencia, motivan que, al disponerse en las vertientes con mayores pendientes, los procesos de ladera revistan una enorme capacidad erosiva. En efecto, la acción desmanteladora de las aguas de arroyada reviste una gran eficacia en todos aquellos

parajes donde la fitoestabilización haya sido degradada o sea inexistente, condiciones casi siempre provocadas por la acción secular del hombre.

3.1.6.- CALIZAS ARRECIFALES DEL CRETÁCICO INFERIOR.

Se acumularon durante el Aptiense (Cretácico) y son claros testigos de una nueva transgresión marina acompañada de un cese de aportes detríticos a la plataforma marina. La potencia de las construcciones arrecifales no superó los 50 m y la frecuencia de Orbitolínos en su seno indica la presencia de aguas bastante cálidas. Los afloramientos de esta unidad son inexistentes en la cuenca media y tan sólo aparecen en el estuario. Se localizan en las inmediaciones de la localidad de Puente Arce, en el sector sur de la falla del mismo nombre y en la desembocadura de la bocana estuarina: concretamente, en el acantilado de "Las Lanchas" (Fig. III-10), emplazado en su margen occidental. La elevada cohesión de sus estructuras bioquímicas motiva que, siempre, este dispositivo litológico se comporte de un modo ciertamente resistente ante la erosión, aunque su fácil karstificación explique la eficacia de los procesos de disolución.

Fig. III-10 – Afloramiento de las calizas del Cretácico inferior en el paraje de"Las Lanchas", margen izquierda del Pas. A la derecha se puede observar un campo de "lapiaces" fruto de los procesos de karstificación que se producen en estos roquedos.

3.1.7.- LIMOS, ARCOSAS Y CALCARENITAS DEL CRETÁCICO MEDIO.

Pertenecen a un ciclo regresivo cretácico, concretamente al del Albiense inferior. Durante su transcurso, la línea de costa retrocedió. Fue a consecuencia del juego vertical que los bloques experimentaron durante la etapa paleoalpina, denominada en el Sistema Ibérico, "Austrica". Así, a la cuenca llegaron gran cantidad de sedimentos finos (limos), e incluso, al sur de Santander, de arcosas más o menos semejantes a las "facies Utrillas" del Ibérico. Durante el Albiense medio y superior, un mar muy somero (con menos de 40 metros de profundidad) volvió a cubrir el sector. No obstante, el aporte de terrígenos prosiguió de forma intermitente dando lugar a la acumulación de importantes depósitos de naturaleza calcarenítica. En el estuario, estos afloramientos se ubican en los alrededores de la localidad de Mogro y coincidiendo con las vertientes de suave pendiente fácilmente modeladas por la erosión.

3.1.8.- CALCARENITAS Y MOLASAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR.

Pertenecen al Cretácico superior, y más concretamente al Cenomaniense. Entonces, la sedimentación fue molásica con desarrollo de ciclotemas en los que alternaron temporalmente ambientes marinos y continentales. En el estuario, sus afloramientos son reducidos y sólo se pueden encontrar, de forma aislada, en la zona al norte de la falla de Puente Arce.

3.1.9.- MARGAS, CALIZAS ARCILLOSAS Y ARENOSAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR.

Se trata de un conjunto morfolitológico de naturaleza más o menos carbonatada y de naturaleza deleznable ante las acciones erosivas. Sus sedimentos se acumularon en un medio nerítico con profundidades de 100 -180 m, y por tanto, con ambientes de baja energía. Mas tarde, en el Coniaciense tuvo lugar un período de cierta regresión del nivel del mar con respecto a los del Turoniense. En el estuario, los materiales de este ciclo tienen gran representatividad espacial en la morfoestructura que hemos denominado "Graben de Gornazo" y en la base del Sinclinal de San Román. En conjunto estos materiales ofrecen una cierta dualidad en su comportamiento debido a que la erosión diferencial trabaja con suma facilidad y rapidez en los estratos margosos mientras que su progreso es algo más ralentizado en los niveles de calizas arcillosas.

Tiempo después, durante el Campaniense superior-Maestrichtiense, el medio siguió siendo nerítico, ahora en el ámbito de una plataforma interna, como lo testifica las diversas potencias de areniscas acumuladas en este ciclo. El exterior de la plataforma se localizaba al noreste (Santoña), pues allí la profundidad de aquel mar alcanzó los 200 m. A pesar de todo, hay sectores en los que existen cambios bruscos de potencia, como es el caso del sinclinal de San Román en la margen derecha del estuario del Pas, donde hay diferencias entre los flancos (Fig. III-11). Desde el punto de vista geomorfológico, tienen un comportamiento dual muy semejante al apuntado en el grupo litológico anterior.

Fig. III-11.- En la imagen izquierda se pueden apreciar las margas y arcillas del Cretácico superior y a la derecha calcarenitas y arcillas del mismo período. Todas ellas aflorantes en el sinclinal de San Román. Margen derecha del estuario del Pas.

3.1.10.- DOLOMÍAS Y CALIZAS DEL PALEOCENO Y DEL PALEÓGENO.

Al igual que en los anteriores conjuntos, estos afloramientos del Terciario inferior se ubican, únicamente, en la cuenca baja del río y sus sedimentos se depositaron en ambientes algo contrastados y con dinámicas ciertamente distintas. En efecto, se pueden constar los siguientes:

- un medio que fue lacustre y salobre durante el Paleoceno (Daniense), como así lo muestran los gasterópodos insertos en sus estratos. Hacia el techo, el medio fluctuó desde ambientes litorales a neríticos siendo las aguas cálidas y someras, con parajes subarrecifales, como lo sugiere el alto contenido de algas Rodofíceas incluido en estos materiales.

- Un medio marino en el Eoceno donde las calizas, con Alveolinas y Nummulites del Ilerdiense (Fig. III-12), pertenecen a facies neríticas que hacia el este conocieron ámbitos más profundos. También, hay que hacer constar una vez mas la existencia de fuertes cambios locales en la potencia, en algunos parajes. Entre ellos, los flancos del sinclinal colgado de San Román donde el espesor del Ilerdiense es allí tres veces mayor en el meridional que en el septentrional.

- En el Cuisiense, en la Hoja de Torrelavega, las facies siguen siendo neríticas (Nummulites y Alveolinas) con una gran influencia continental debido a la existencia de elevados contenidos de arena. Su representación en el estuario se concreta básicamente al E y NE del sinclinal de San Román.

Tras la sedimentación de esos grupos paleógenos, la tectónica alpina deformó y elevó toda la cobertura mesozoico-paleógena y con ello cesó la sedimentación de materiales, a excepción de los rellenos cuaternarios que, de modo disperso y con escaso espesor, se emplazan en algunos lugares.

Fig. III-12. - Vista aérea de la Rasa de Liencres emplazada en los materiales del Cretácico superior. Las calizas estratificadas en primer plano son pertenecientes al Paleógeno.

3.2.- PRINCIPALES ETAPAS TECTÓNICAS REGISTRADAS EN ESTE SECTOR DE LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA.

En lo que respecta al conocimiento de las pulsaciones tectónicas acontecidas en esta región cantábrica, hay que señalar la ausencia de estudios modernos y concretos. Esto motiva numerosas dudas y sombras especialmente en los aspectos neotectónicos donde no se ha señalado ningún tipo de manifestación. Los principales hechos conocidos son:

a)- Los primeros movimientos tuvieron lugar durante el **subciclo paleoalpino** de la orogenia alpina y corresponden a las pulsaciones *neocimérica*s. Fueron responsables del hiato sedimentario del "Callovo–Oxfordiense" y de la discordancia que las facies "*Purbeck*" ofrecen con el Cretácico. También provocaron la existencia de intensos fenómenos erosivos en los bloques levantados.

b)- Movimientos **"intra-wealdicos"**, o de edades **"intra-aptienses"** y **albienses**. Su presencia quedó atestiguada gracias a los importantes cambios de facies que afectan a estos materiales mesozoicos y a las variaciones que experimentan sus respectivas potencias sedimentarias.

c)- A finales del Cenomaniense, del Maastrichtiense y del Paleóceno acontecieron también ciertos movimientos. Su incidencia se manifestó, sobre todo, en los diapiros y accidentes tectónicos más importantes.

d)- Los esfuerzos principales que afectaron a la región coincidieron con las fases alpinas: **"Pirenaica"**, **"Sávica"** y **"Staírica"**. Éstas fueron las responsables de los rasgos principales de la estructuración tectónica al plegar y fallar los distintos roquedos que conforman la cuenca del río Pas en este dominio Cantábrico.

3.3.- UNIDADES MORFOESTRUCTURALES (FIG. III-14):

3.3.1.- UNIDADES EXISTENTES EN EL TRAMO BAJO Y DESEMBOCADURA:

Los materiales geológicos que afloran en el tramo bajo del Pas están afectados por diversos accidentes que articulan un importante sistema de fracturas. Ofrece dos direcciones predominantes: la de mayor importancia es de ENE-OSO que se conjuga, a su vez, con otra de trazado general N-S. Ambas compartimentan este territorio en diferentes unidades morfoestructurales de tamaño moderado, al no sobrepasar, por lo normal una extensión superior a varias decenas de km^2.

-Las principales morfoestructuras son las siguientes:

3.3.1.1- EL HORST SEPTENTRIONAL.

Sus limites abarcan desde la costa hasta la "Falla de Mogro". Conforman una banda estructural compuesta por roquedos y conjuntos estructurales muy diferentes. Se extiende por todo el borde oriental del Estuario del Pas y por el occidental conforma el degradado interfluvio que separa su valle de la ría de San Martín, donde desemboca el sistema fluvial Saja-Besaya. Domina una topografía bastante suave y aplanada con alturas que no sobrepasan los 250 m. La morfología de "rasa" es muy notoria en algunos parajes como en el sector de las "Lanchas".

La complejidad de su entramado estructural permite diferenciar las siguientes subunidades:

- El "Diapiro de Miengo" (Fig. III-14): se trata de un diapiro de pequeñas dimensiones (500 x 200 m) donde la perforación de materiales de baja densidad, asimilados a las facies Keuper (Trias), ha posibilitado su afloramiento en superficie y ha dotado a sus contornos de una compleja fracturación.

Fig. III-14.- Prados y caseríos ubicados sobre el Diapiro de Miengo.

- La "Cuesta de las Lanchas" (Fig. III-15): se adosa al borde oriental del citado diapiro y está constituido por calizas y calizas, arcillosas y limos del Cretácico inferior (Aptiense). Su disposición basculada (18º-8º) hacia el SE, determina la configuración de una cuesta cuyo frente, armado en resistentes calizas, ha sido modelado por la erosión litoral dando lugar a un espectacular acantilado. Distintos procesos kársticos han modelado su techo donde se advierten nítidas formas de disolución que sirvieron de sustrato a una antigua paleoplaya cuaternaria, con testigos sedimentarios, hoy, casi totalmente eliminados por la erosión. Esta cuesta conforma el cierre estructural de la desembocadura del estuario en la margen occidental, posiblemente facilitado por la existencia de una falla (N-S) que se adentra en la ría desde mar adentro.

Fig. III-15.- Al este de "la Playa de Usgo", se conforma la "Cuesta de Las Lanchas". Adviértase la pendiente suave de su dorso y los cantiles de su frente modelados por la erosión litoral. Las manchas blanquecinas que se advierten en el mar corresponden al vertido de la industria química de "Solvay".

- El escarpe de la "Falla de Mogro": se asocia a los estratos del Cretácico medio (sobre todo albenses) que componen el borde meridional de este horst. Su proximidad, tanto a las líneas de fracturación que articulan el diapiro (N-S) como a la propia "Falla de Mogro", confieren a este territorio una enorme complejidad tectónica, asociada ahora a cortas fracturas, de pequeño salto, de dirección NW-SE. La erosión ha nivelado ambos lados de la "Falla de Mogro" por lo que apenas se advierte su antiguo escarpe a pesar del formidable salto altitudinal deducible en su plano: en él se ponen en contacto los materiales aptienses (Cretácico inferior) del labio alzado con los del Campaniense-Maestrichtiense (Cretácico superior), asociados al bloque hundido.

3.3.1.2- EL SINCLINAL COLGADO DE SAN ROMÁN (Fig. III-16):

Se localiza en el borde nororiental del estuario del Pas. Se asocia a un conjunto de relieves que se extiende, con dirección NE-SW, desde sus orillas (donde tiene lugar su cierre periclinal) hasta las inmediaciones de la Bahía de Santander, quedando su flanco norte modelado por la erosión litoral. Se trata de una estructura algo disimétrica, ya que su flanco meridional ofrece un buzamiento relativamente homogéneo y en torno

a los 45º, mientras que el septentrional ofrece capas de inclinación más variable (17º-40º).

Diversas fracturas ("Falla de la Picota" y otras asociadas) de dirección N-S, afectan a su límite occidental y compartimentan esta morfoestructura:

- El extremo más occidental está compuesto por un bloque alzado en el que afloran los materiales más antiguos (Cretácico superior). En él, se localizan las cotas mas altas del sinclinal: La "Picota" (239 m), "La Valleja" (205 m), etc. El control que la tectónica de fractura juega, a la hora de decidir las máximas altitudes del sinclinal colgado, no deja lugar a dudas: todas las cimas se encuentran emplazadas sobre los deleznables materiales (calcarenitas y calizas arenosas) del Campaniense superior y del Maestrichtiense.

- El resto del sinclinal se encuentra hundido respecto al bloque anterior. Ahora, su núcleo está formado por los estratos más modernos de este sector: las calizas con alveolinas y nummulites del Ilerdiense y las calizas arenosas del Cuisiense, ambas pertenecientes al Eoceno.

Fig. III-16.- En el paisaje cercano al estuario, el relieve de referencia se asocia al Sinclinal Colgado de San Román alzando al "Pico de la Picota", en su cierre periclinal, a 239 m de altitud en las inmediaciones de la costa.

3.3.1.3- EL GRABEN DE GORNAZO-BOÓ (Fig. III-17):

En planta adopta los contornos de un rectángulo quedando sus lados siempre delimitados por sendas fallas. Su eje mayor tiene un trazado ENE-WSW y ofrece una longitud lineal de 5-6 km. La anchura del graben es de tan sólo 3 km y dos prolongadas y profundas fallas constituyen sus límites septentrional y meridional: al norte, la ya citada "Falla de Mogro" (ENE-WSW) es de naturaleza inversa y su plano presenta una notable verticalidad. Al sur, la "Falla de Puente Arce", accidente de gran continuidad que afecta a los territorios comprendidos entre Torrelavega y Santander. Ambas fallas han sido movidas por las etapas tectónicas más activas del Paleógeno y posiblemente, también, de forma distensiva durante el Neógeno y quizás el Cuaternario.

En lo que respecta a sus confines occidentales, éstos coinciden con una prolongada y profunda falla, de dirección general S-N, que ha permitido la perforación del gran diapiro de "Polanco" y el ya citado de "Miengo". Su límite oriental se asocia a otro notable accidente, también de dirección general N-S y que afecta, como ya se ha comentado, a todo el Sinclinal Colgado de San Román.

Fig. III-17.- El graben de Gornazo permite ensanchar el tramo final del estuario del Pas poco antes de que sus aguas alcancen su salida al mar.

Los materiales que afloran en el interior del graben, pertenecen al Cretácico superior (Cenomaniense y sobre todo, al Turoniense-Coniaciense). Su disposición adopta un cierto aspecto sinclinal y su núcleo se alza puntualmente en un visible cerro de forma convexa ("El Cabezón", 172 m) que destaca sobre la morfología plana que domina el techo de esta depresión tectónica. El estuario del Pas cruza rígidamente de N-S este bloque hundido y sólo, al llegar al límite septentrional de la "Falla de Mogro", cambia bruscamente de dirección, al seguir fielmente el control estructural impuesto por aquel accidente tectónico.

3.3.1.4- EL HORST MERIDIONAL DE BARCENILLA (Fig. III-18):

Se alza al sur de la gran falla de "Puente Arce" y está constituido, esencialmente, por materiales (facies Weald) muy deleznables del Cretácico inferior. La erosión ha conformado un conjunto de relieves que apenas sobrepasa los 250 m de altura y con un modelado muy accidentado compuesto por pequeños interfluvios y múltiples vaguadas, enlazadas por vertientes de acentuada pendiente. El valle bajo del Pas atraviesa este bloque elevado con un trazado general N-S y su relativa amplitud (hasta dos kilómetros a la altura de la localidad de Renedo) está motivada por el carácter lábil de los materiales detríticos aflorantes. Por otra parte, su fondo se encuentra colmatado por aluviones muy recientes.

Fig. III-18.- El horst meridional de Barcenilla está constituido por materiales de naturaleza muy lábil, asociados a las Facies *Weald*, que la erosión desmantela con notable facilidad.

3.3.2.- LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DEL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO-ONTANEDA-FIG. III-19):

Las características lito-estratigráficas de este tramo no ofrecen grandes diferencias respecto a las advertidas en los trechos inferior y estuarino del valle. El tramo medio del río Pas atraviesa, entre las localidades de Puente Viesgo y Entrambasmestas, varias unidades morfoestructurales que, en ocasiones, se alzan hasta cotas superiores a los 700 m.

Los principales elementos morfoestructurales son apreciables en el mapa geológico representado en la Fig. III-19 (I.G.M.E. 1976):

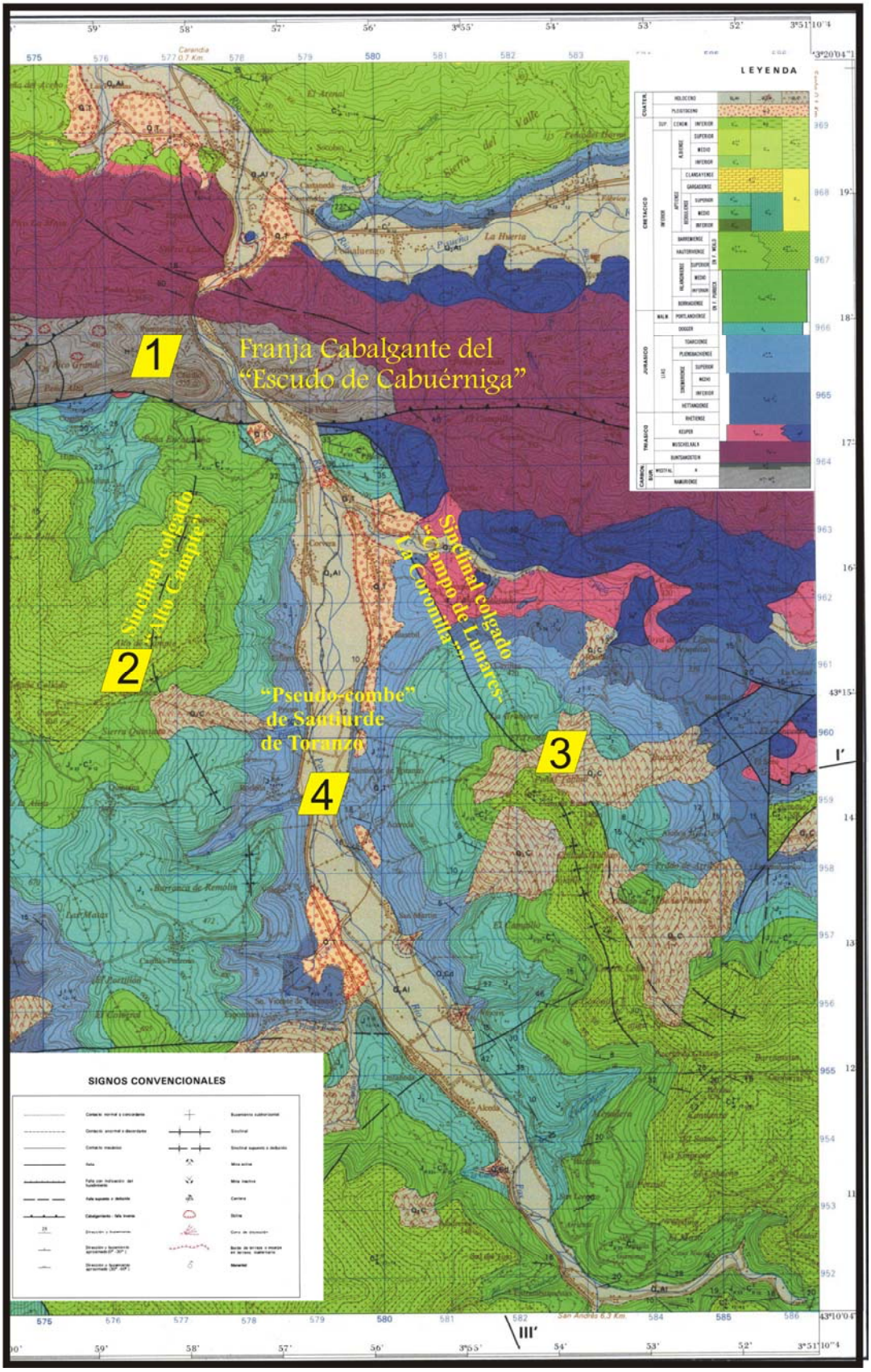


Fig. III-19.– Mapa Geológico de la cuanca media del Pas y localización de los principales elementos morfoestructurales (IGME, 1976).

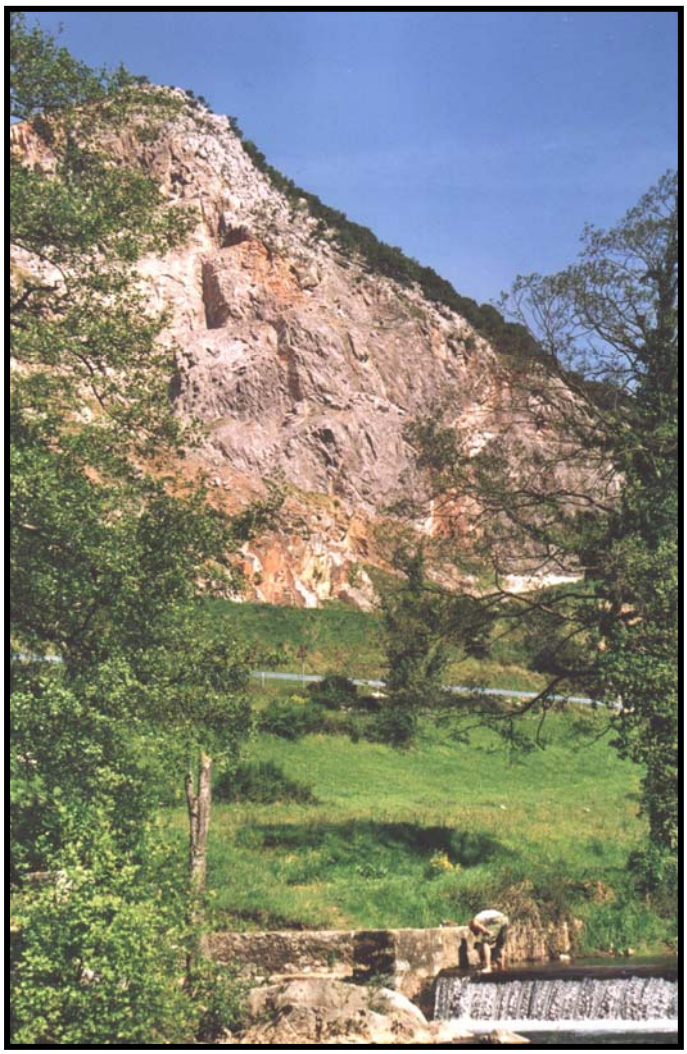


Fig. III-20 - Vista de la Cantera de Corrobárceno (Puente Viesgo) que explota las "Calizas de Montaña", aflorantes en la Franja Cabalgante de Cabuérniga.

3.3.2.1.- La franja cabalgante del Escudo de Cabuérniga (Fig. III-20):

Se trata de una unidad tectónica que se generó, principalmente, durante la orogenia Alpina. Su dirección W-E sugiere una génesis previa (Hercínica) y que, posteriormente, fue rejuvenecida, durante los esfuerzos paleoalpinos (Neokimméricos y Austricos), desarrollándose por completo durante las fases paroxismales del Terciario Inferior.

Esta franja está armada por un gran bloque paleozoico constituido, esencialmente, por las "Calizas de Montaña" del Carbonífero superior. Sobre él yacen discordantemente los conglomerados y areniscas en facies "Buntsandstein" del Triásico. Este conjunto cabalga hacia el sur, mediante una enorme falla inversa de notable buzamiento que se asienta tectónicamente sobre sedimentos más modernos del Mesozoico (sobre todo del Cretácico y Jurásico).

La Franja Cabalgante tiene unos 4 km de anchura y es atravesada de modo oblicuo por el valle del río Pas mediante un trazado curvo, asimilable a un meandro encajado con la convexidad ubicada en su margen occidental. El relieve accidentado de la franja conforma, como ya se ha dicho, los confines que separan el tramo medio y la cuenca baja del Pas. Las alturas más elevadas que ofrecen las cimas de esta Franja, cuando se asoman en el valle, oscilan entre los 355 m ("*Castillo"*) y los 526 m ("*Pico Grande"*) coincidiendo siempre con litologías carbonáticas del Carbonífero. Por su parte, las cotas que coronan los conglomerados triásicos son siempre menores (*"Espurés"*, 316 m; *"Piedra Llana"*, 313 m), pero se incrementan de modo notable hacia el este por el interfluvio que delimita su cuenca con la de su afluente, el *Pisueña* (*"Toñizo"*, 612 m; *"Sopeña"*, 532 m). El modelado dominante en las calizas carboníferas es de naturaleza kárstica, siendo muy frecuentes las depresiones y dolinas (Fig. III-21).

Fig. III-21.- Dolina en las proximidades del Monte Castillo.

3.3.2.2.- LOS SINCLINALES COLGADOS DEL "ALTO DE CAMPTE" y DEL "CAMPO DE LUNARES-LA CORONILLA".

Más al sur de la anterior unidad geomorfológica se localizan dos conjuntos sinclinales colgados emplazados en una y otra margen del valle del Pas.

El sinclinal colgado del "Alto de Campte" se asocia a una estructura que conforma la vertiente occidental del Pas. Su eje, aunque tiene su trazado general N-S, muestra un aspecto notablemente arqueado. Arranca cerca del cabalgamiento de la Franja de Cabuérniga y se prolonga a lo largo de varios kilómetros plegando de modo laxo los conglomerados y las areniscas del Cretácico inferior, pertenecientes tanto a las facies *"Purbeck"*, como a las *"Weald"*. Su cima más alta alcanza los 500-600 m en las proximidades del vértice "*Alto de Campte"*. A partir de ahí, afecta a los materiales calizos del Jurásico medio (Dogger) perdiendo progresivamente en ellos su atributo morfológico de sinclinal colgado, hasta desdibujarse al norte de la localidad de San Vicente de Toranzo.

En lo que respecta al Sinclinal colgado del "Campo de Lunares-La Coronilla" hay que señalar que este conjunto tiene unos 4 km de longitud y es un equivalente morfoestructural del "Sinclinal del Alto Campte", pero ahora ubicado en la vertiente oriental del valle. Está armado en los mismos grupos lito-estratigráficos del Cretácico inferior (conglomerados en facies *"Purbeck"* y areniscas en Facies *"Weald"*) y su flanco oriental está netamente hundido por una falla normal. Sus cimas se alzan por encima de los 800 m y al pié de sus acentuadas laderas existen importantes masas coluvionares que flanquean todos los bordes del sinclinal colgado. Hacia el norte, y con dirección a la ya citada falla inversa, W-E de la Franja de Cabuérniga, el sinclinal se prolonga junto a una notable falla de dirección NNW-SSE; esta es de naturaleza normal y pone en contacto el Triásico superior y el Jurásico inferior; incluso, en áreas con mayor salto sus labios disponen, a la misma altura, los roquedos ofíticos triásicos con materiales conglomeráticos y areniscosos de facies *"Purbeck"*, del Jurásico superior y del Cretácico inferior.

3.3.2.3.- "PSEUDO-COMBE" DE SANTIURDE DE TORANZO (Fig. III-22):

Entre ambas estructuras sinclinales, orientadas de norte a sur y sus relieves asociados, el río Pas ubica su actual fondo de valle en los materiales carbonatados del Jurásico inferior y medio, que conformarían el núcleo de un anticlinal desventrado por la erosión fluvial. Este anticlinal tiene una longitud de unos 10 km y su límite septentrional queda interrumpido por la falla inversa de Cabuérniga; por el sur, finaliza en los alrededores de Entrambasmestas con un conjunto de buzamientos que se adaptan a un cierre periclinal. El anticlinal se caracteriza por la escasa inclinación de sus flancos que desvirtúan el término de "combe", sobre todo, en aquellos parajes donde los estratos jurásicos adoptan posiciones casi subhorizontales.

Fig. III-22- Al fondo se aprecia la estructura elevada del sinclinal colgado de "Lunares-La Coronilla". En primer plano, el fondo del valle del Pas labrado en la "Pseudo -Combe" de Santiurde de Toranzo.

Por último, señalar la presencia de algunas fallas: la ya comentada en su vertiente derecha, de naturaleza normal, y que sirve de prolongación al sinclinal del Campo de Lunares-La Coronilla, y otras, de disposición transversal (Falla de Ontaneda) y de dirección NN-SSW.

CAPÍTULO IV:

EL ESTUARIO DEL PAS: RASAS Y ACUMULACIONES DETRÍTICAS UBICADAS EN SUS MÁRGENES.

4.1.- SITUACION Y EMPLAZAMIENTO (FIG. IV-1)

El estuario del Pas se emplaza a unos 15 km al oeste de la ciudad de Santander (Cantabria). Se caracteriza por ser un brazo de mar que penetra hasta la localidad de Puente Arce a unos 8 km de su embocadura. Desde el punto de vista natural tiene uno de los sistemas dunares más importantes del Cantábrico: El Parque Natural de las Dunas de Liencres que se localiza en la margen derecha y recibe popularmente el nombre de "Ría de Mogro". Su estudio ofrece un gran interés a causa de la belleza del paisaje dunar así como de la espectacularidad y complejidad que, ocasionalmente, revisten los eventos erosivos que sufre. Éstos serán analizados en esta Tesis en un capítulo posterior. En este trecho final del valle, se encuentra, además, el Monte de La Picota (analizado en el capítulo III) y una supuesta superficie de "Rasa" que será ampliamente abordada a continuación.

Fig. IV-1.- Plano de situación del estuario del río Pas.

4.2.- LAS RASAS:

En los distintos dominios litorales que bordean los continentes, las terrazas marinas constituyen uno de los elementos morfo-sedimentarios más importantes a la hora de estudiar tanto las fluctuaciones del nivel del mar como los procesos epirogénicos y/o neotectónicos que acontecen en ellos (MUHS, 2001). Otro elemento tradicionalmente utilizado con aquellos fines en las costas tectónicamente estables de Europa occidental, han sido las "*rasas*", aunque la ausencia de depósitos en muchas de ellas ha motivado mayores incertidumbres geomorfológicas que en el caso de las paleoplayas y terrazas marinas.

Previamente, hay que aclarar que, las fluctuaciones del nivel del mar se deben a una gran variedad de causas (RIVAS, 2000): cambios en el volumen de la cuenca oceánica, reajustes isostáticos, configuración irregular de la superficie equipotencial del Geoide (desigual distribución de la gravedad por la distinta naturaleza de la densidad de la corteza y del manto) y, finalmente, las causas meteorológicas, hidrológicas y oceanográficas que pueden estar influenciadas, en ocasiones, por un origen antrópico. La mayoría de los autores señalan que son los cambios glacioisostáticos y eustáticos los más significativos a la hora de modificar la altura del nivel del mar. Éstos, por su parte, se encuentran vinculados habitualmente a las fluctuaciones climáticas y su repercusión en el proceso hielo-deshielo de las grandes superficies heladas[1].

Las "*rasas*" emplazadas en el litoral del Mar Cantábrico coinciden con superficies erosivas, de varios kilómetros de anchura, colgadas a diversas alturas sobre el actual nivel medio del mar. Ofrecen el perfil de una rampa de suave pendiente (2-3%) y se advierten con toda nitidez en el paisaje costero desde la costa atlántica de Galicia hasta los confines más orientales del Golfo de Vizcaya. Si bien, los numerosos autores que las han estudiado, desde hace más de 100 años, siempre han coincidido a la hora de describir sus específicas peculiaridades morfológicas, no ha sido así en lo que respecta tanto a las interpretaciones genéticas, como a la cronología aplicada a estas superficies arrasadas. En efecto, la naturaleza eminentemente erosiva de sus segmentos truncando

[1] En capítulos posteriores se detallará en mayor medida.

todo tipo de substratos y, en numerosas ocasiones, la relativa escasez de depósitos emplazados sobre sus superficies, motivaron alternantes dudas acerca de su origen continental o marino. Esta controversia fue alimentada por varios hechos:

- la mala conservación de los depósitos y la ausencia de restos faunísticos.
- la diversa naturaleza de las acumulaciones detectadas donde unas veces se identificaban depósitos marinos, otras continentales –fluviales, torrenciales, coluvionares, eólicas-. Incluso, se han advertido formaciones de compleja interpretación o de naturaleza mixta, con elementos sedimentarios que habían sufrido diferentes retomas o retoques dando lugar a unas facies ambiguas y cuyas características enmascaraban las verdaderas condiciones genéticas de numerosos depósitos.

En síntesis, las interpretaciones se sucedieron en el tiempo y distintas hipótesis elaboradas en el siglo XIX contemplaron, inicialmente, la génesis de las rasas como marina. Mas tarde, pasaron a ser consideradas como continentales y, tras el paso de escasas décadas, volvieron a ser identificadas como modeladas en el borde de una plataforma continental durante las subidas glacio-eustáticas del nivel del mar que acompañaban a las etapas interglaciares.

Uno de estos debates tuvo lugar a mediados del siglo XX entre Eduardo Hernández-Pacheco e Isidoro Asensio Amor, a la hora de catalogar unos depósitos situados a unos 35 m de altura en el borde de la costa Astur-Galaica. El contraste de opiniones continuó posteriormente entre el hijo del anterior –Francisco Hernández Pacheco y su discípulo Asensio Amor. Este defendía la hipótesis de que las acumulaciones emplazadas sobre la rasa se habían sedimentado en el mar, mientras que los Hernández-Pacheco, ante la ausencia de fósiles marinos entre otras razones, pensaban que eran de origen continental. Esta diferencia de criterios no impidió la confrontación amigable entre estos autores y la colaboración mutua en la realización de investigaciones dirigidas a establecer cual de los dos tenía razón. Así, ambos realizaron múltiples estudios sobre los depósitos que iban encontrando entre Galicia y Asturias en la década de los sesenta para desvelar la incógnita.

Eduardo Hernández-Pacheco opinaba, en 1932:

"...si la rasa costera de las Asturias occidentales y del norte de Galicia hubiera estado cubierta por olas durante el Neógeno o el Pleistoceno medio y antiguo y después hubiera emergido, los depósitos marinos serían abundantes y patentes, y a falta de ellos, las señales de la antigua costa se presentarían manifiestas en la base de la sierra que limita a todo lo largo de la rasa costera".

Su hijo Francisco Hernández-Pacheco insistió en semejante opinión en 1950:

"...son frecuentes en las zonas altas de las rasas de Pimiango y de las Tinas (Asturias Orientales), los depósitos de cantos rodados de origen torrencial por su heterogeneidad de formas y tamaños, y por aparecer entremezclados con arenas preponderantemente arcillosas y de color amarillento-rojizo que suelen encerrar restos carbonosos de vegetales en los estratos más arcillosos. Hay que excluir su origen marino, pues en este caso existiría una clasificación por tamaños, a lo que iría unido la ausencia de arcilla entre los materiales arenosos finos, que es carácter que ofrecen los acúmulos o cordones de graveras depositados en las zonas altas de las playas y los sedimentos playeros que caracterizan a las formaciones litorales marinas; estos mismos materiales son los que caracterizan a los depósitos que descansan sobre la gran rasa de las zonas occidentales asturianas y orientales gallegas por tierras de Luarca, Navia y Ribadeo...[ ]".

Asensio Amor, en su trabajo sobre las oscilaciones glacio-eustáticas (1970), y después de abordar el estudio de distintas acumulaciones del "*Límite Galaico-Astur*", llegó a la conclusión de la disparidad de génesis de dichas formaciones, ya que unas eran marinas, otras fluviales y finalmente, existían ciertos depósitos mixtos que eran originalmente fluviales pero luego habían sufrido retoques litorales que imprimían una apariencia totalmente marina a los sedimentos que las integraban.

Principalmente, los niveles de rasa establecidos en las proximidades de la ría del Eo (1970) fueron de + 80 m (Villafranquiense), +55-60 m (Interglaciar Günz-Mindel). Los depósitos de niveles + 35 m, +15 m e inferiores a +10 m ofrecían una génesis mixta pues algunos eran marinos y otros fluviales. El nivel +35 m correspondería al "Tirreniense I" y habría conocido procesos periglaciares. Las terrazas de +10 m pertenecerían al "Monastiriense" con procesos fluviales similares a los actuales. Los depósitos por debajo de este último nivel se atribuyeron al Interglaciar Riss-Würm.

En una Tesis Doctoral, Mary (1979) el geomorfólogo francés estudió con rigor el litoral asturiano y llegó a abordar el sector occidental de Cantabria. Encontró

depósitos marinos del Pleistoceno I ubicados en 3 niveles: +25-40 m, +15-18 m y +5-6 m. No pudo datarlos con cronologías absolutas, pero supuso que todos pertenecían a períodos anteriores al 35.000 B.P. Coincidió con Asensio Amor (1970) al datar los dos niveles más altos como anteriores al Interglaciar Riss-Würm.

En el nivel de +5-6 m también advirtió la existencia de depósitos con retoque marino (al igual que Asensio Amor). Eran correlativos a dos etapas de subida del nivel marino: una asignada al Interglaciar Riss-Würm y la otra correspondiente a la transgresión Flandriense (5.850-5.250 B.P) en la que el mar sobrepasó el nivel actual, aunque no se estableció la cota que entonces alcanzarían sus aguas. Sin embargo, en tiempos más recientes, otros autores (FLOR, 1980; MOÑINO, *et al* 1987), y en relación a esta acumulación localizada en la playa de Oyambre, establecieron un solo nivel marino con un depósito de ladera subdividido en dos fases y ocasionado por el ascenso continental epirogénetico. Éstos se encuentran a su vez, en relación con lo establecido por Mary en las playas de La Franca en Asturias y de los depósitos eólicos "*Cliff-Top*" de Barrika en Vizcaya (MARY., 1985; visto en RIVAS, 2000) originados en el período glaciar Würm.

Hoy, superados los sencillos modelos glacioeustáticos glaciares e interglaciares, no existe, todavía, completa unanimidad genética para las rasas dado que son muy numerosos los autores que se inclinan por un origen marino vinculado a los Estadios Isotópicos del Oxígeno (OIS) impares, aunque no faltan opiniones que reclaman un origen mixto, e incluso, exclusivamente continental, para ciertas acumulaciones que yacen en algunas rasas.

En lo que respecta a la edad, tanto de las rasas como de las terrazas marinas cantábricas, hay que señalar que tampoco existen datos geocronológicos precisos. Algunas excepciones, siempre coincidentes con los niveles más bajos y recientes del Pleistoceno superior (OIS 5) y del Holoceno, pueden señalarse en las costas de Normandia (LAUTRIDOU et al., 1999), de la Bretaña francesa (REGNAULT et al., 2003) y en el propio litoral del Mar Cantábrico, en Asturias (MARY, MEDUS y DELIBRIAS, 1975) y en Cantabria, concretamente en las playas de Oyambre (Fig. IV-2) y Merón (MARY, 1983; GARZÓN et al., 1996). De aquí que, en la actualidad, sean

muy numerosas las dudas cronológicas ya que los criterios más utilizados han sido los altimétricos, tan denostados en los valles fluviales y que, sin embargo, suelen ser, en demasiadas ocasiones, los únicos que se han aplicado a estas unidades litorales. No obstante, han permitido un esbozo de cronología relativa, aunque quedando la correlación de los niveles de rasa más antiguos con los Estadios Isotópicos del Pleistoceno medio e inferior como una labor que resta totalmente por hacer.

Fig. IV-2.- Detalle del depósito de +6-7 m de Oyambre (Cantabria).

Desde hace mucho tiempo, y sobre todo, a partir del momento en que se reconoció de modo preciso que los niveles del mar durante los OIS 5 y 7 (GUILCHER and HALLÉNGOUËT, 1981), alcanzaron alturas muy semejantes a las actuales, es un hecho admitido por todos que los depósitos y morfologías pre-Eemienses del litoral septentrional de la Península Ibérica no se hayan en su ubicación altimétrica original: están sobrealzados y deben su posición actual al ascenso provocado por el levantamiento isostático acontecido en este litoral durante el Cuaternario. No obstante, al no conocerse la edad de estos testigos morfo-sedimentarios no han podido calcularse los valores precisos de esta sobre-elevación isostática, ni tampoco se conocen si las tasas de levantamiento han sido o no constantes (MUHS, 2001), tal y como ha podido determinarse en otros sectores de la Península Ibérica (ZAZO et al., 2003). Además, este levantamiento parece haber sido muy desigual de unos parajes cantábricos a otros.

Esta circunstancia ha complicado la aplicación de los criterios altimétricos y, sobre todo, el establecimiento de correlaciones entre "rasas" emplazadas, en ocasiones, a notable distancia y sobre conjuntos estructurales ciertamente diferentes. No obstante, y a pesar de estos riesgos, se han realizado propuestas muy interesantes acerca de la correlación de las diferentes superficies de abrasión marinas en todo el litoral cantábrico (FLOR, 1983 y 1987; RIVAS, 2000). De todas formas, parece existir un mínimo de coincidencia al advertirse que los depósitos más antiguos tienen una cronología bien posterior al Oligoceno y, sólo el nivel +7-10 m con acumulaciones de sedimentos detríticos de playa, puede atribuirse a la Transgresión Eemiense. También, hay que destacar que, recientemente (SERRANO y AMUCHASTEGUI, 2004), se han localizado depósitos de origen marino a unos 20 m en la playa de Sonabia (Cantabria) y, por lo tanto, por encima de esta cota de +7 m.

GALICIA	ASTURIAS	CANTABRIA	PAÍS VASCO
	+210-285 m	+200-220 m	+190-210 m
	+140-185 m	+140-160 m	+150-170 m
	+110-115 m	+80-100 m	+100-125 m
+60 m	+60-70 m	+65-75 m	+80-85 m
+42-49 m	+40-50 m	+40-60 m	+40-45 m
+33-36 m	+30-40 m	+25-35 m	
+23-24 m	+12-20 m	+15-18 m	
+4-7 m	+5-7 m	+5-6 m	+7-8 m

TABLA IV-I.- Síntesis de los distintos niveles de rasa localizados en diferentes áreas del litoral Cantábrico. Fuente: Rivas (2000).

Por otro lado, hay que destacar que estas superficies de aplanamiento emplazadas en el Mar Cantábrico no son únicas en la Península Ibérica. En efecto, también han sido advertidas en la costa meridional peninsular donde se han establecido niveles de "*rasa*" con altitudes más o menos coincidentes, respecto a las del litoral cantábrico:

El nivel +79-84 s.n.m.m. localizada en Tarifa, en la Ensenada de los Lances – (GRACIA et al, 2003); en Torre Nueva-El Palmar en Conil (LARIO, 1996) y el nivel de terraza de Gibraltar (ROSE y ROSEMBAUN, 1991).

El nivel +50-60 m s.n.m.m. localizado igualmente en Gibraltar (ROSE y ROSEMBAUN, 1991) y en Tarifa (GRACIA et al, 2003) fechado como perteneciente al Pleistoceno Inferior;

El nivel +19-20 y + 8 m s.n.m.m. emplazados en los Lances y Gibraltar (GRACIA et al, 2003; ZAZO et al, 1999) incluidos cronológicamente en el ciclo Tirreniense.

En definitiva, todos estos problemas plantean las mismas dudas e interrogantes en las inmediaciones del Estuario del Pas y es posible que no puedan solucionarse, de modo definitivo, hasta que no se disponga de una suficiente y rigurosa información geocronológica de los distintos niveles (GONZÁLEZ et al., 1996). No obstante, en este sector todavía deben ser despejadas ciertas dudas derivadas de la interpretación genética de numerosos conjuntos morfo-sedimentarios emplazados en los alrededores de la desembocadura del río Pas. Por ello, en este capítulo se fijarán como principales objetivos:

- Revisar los conocimientos previos derivados del estudio morfológico de ambas márgenes del estuario.
- Analizar las distintas acumulaciones situadas en ellas.
- Cartografiarlas para establecer sus posiciones geomorfológicas y contrastarlas con las características sedimentológicas de sus materiales.
- Finalmente, determinar el origen de las acumulaciones detríticas.

4.2.1.- LAS RASAS EMPLAZADAS EN LAS MÁRGENES DEL ESTUARIO DEL PAS: APORTACIONES DE LA DÉCADA DE LOS AÑOS 70 Y 80.

En el litoral de Cantabria se han identificado nueve niveles[2] (Tabla IV-II) vinculados a las oscilaciones marinas (MOÑINO, 1986). Se localizarían a alturas comprendidas entre +200-220 m. y +1,5-3 m. por encima del nivel del mar actual teniendo el más alto una edad que se remonta, probablemente, al Mioceno Terminal-Plioceno (MOÑINO et al., 1987). Sin embargo, sobre el dispositivo estructural del

[2] Uno se desdobla – el IV - por lo que, para Moñino, son nueve niveles.

Horst septentrional, en el que se abre paso el Estuario del Pas se han reconocido sólo cuatro niveles de los nueve establecidos (MOÑINO, 1986): **Nivel III** (+80-100 m.), **Nivel IV** (+40-80 m.); **Nivel V** (+25-35 m.) y **Nivel VI** (+5-6 m.). Igualmente, se han cartografiado extensas superficies cubiertas por hipotéticos sedimentos marinos (IGME, 1976), ubicadas a +40-60 m. en la margen derecha del estuario, y relacionados con una antigua rasa ("*Rasa de Liencres*").

NIVELES DE RASA		ALTURA (m)
NIVEL I		+200-220
NIVEL II		+140-160
NIVEL III		+80-100
NIVEL IV	**IV.a**	+65-80
	IV.b	+40-65
NIVEL V		+25-35
NIVEL VI		+15-20
NIVEL VII		+5-6.
NIVEL VIII		+1,5-3

TABLA IV-II- Niveles de rasa en el litoral de Cantabria. (Modificado de MOÑINO, 1986 - Inédito).

Por nuestra parte, hemos localizado también distintas acumulaciones detríticas situadas a diferentes alturas (ARTEAGA, 2001). Suelen presentar mala calidad en la visibilidad de sus afloramientos que, incluso en ciertas ocasiones, están parcialmente recubiertos por los arenales eólicos de la margen derecha del estuario. Algunos de estos conjuntos, cuando fueron localizados con anterioridad a mi estudio, fueron vinculados a una génesis marina.

El reconocimiento geomorfológico que he realizado en este sector permite sugerir hipótesis bastante diferentes a las establecidas hasta la actualidad. Estas son apoyadas por los análisis sedimentológicos de distintas acumulaciones destacando los siguientes hechos:

a) En ambas márgenes del Estuario del Pas aparecen 5 niveles detríticos colgados sobre la llanura fangosa (Fig. IV-3 y IV-4):

N_4 +60-70 m (Fig. IV-3h).

N_3 +40-50 m (Fig. IV-3d, IV-3e y IV-3g).

N_2 +35-40 m (Fig. IV-3a y IV-3f).

N_1 +7-10 m (Fig. IV-3b).

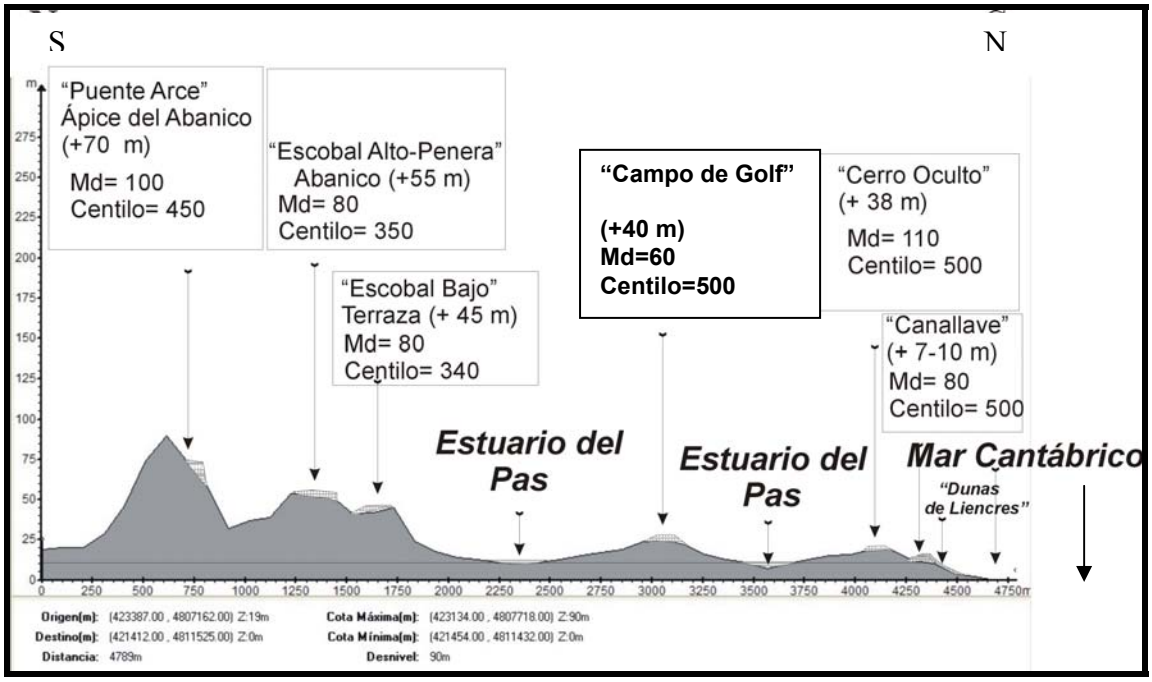


Fig. IV-3.- Perfil y localización de los depósitos analizados en el Pas (Centilos en mm).

b) Todas las acumulaciones detríticas localizadas en estos parajes pertenecen al tipo "*clast-supported*" y están constituidas por sedimentos gruesos (Md. = 80-110 mm) que incluyen cantos pequeños y medianos (20-120 mm = 57%-93%), cantos grandes (120-240 mm = 7%-37%) y ciertos bloques pequeños (1%-6%). Su litología es casi exclusivamente de naturaleza areniscosa (97%-99%) y ofrecen morfometrías bien y muy bien redondeada (Md. Índice de Desgaste = 233-374), aunque algunos cantos han sido rotos por procesos de torrencialidad. Se asimilan a las facies "*Gms*" del código descriptivo de MIALL (1977 y 1978).

c) La matriz fina está constituida por arenas mal clasificadas donde están ausentes los bioclastos y sus granos son, esencialmente, angulosos y brillantes, características que no sugieren un accionamiento marino.

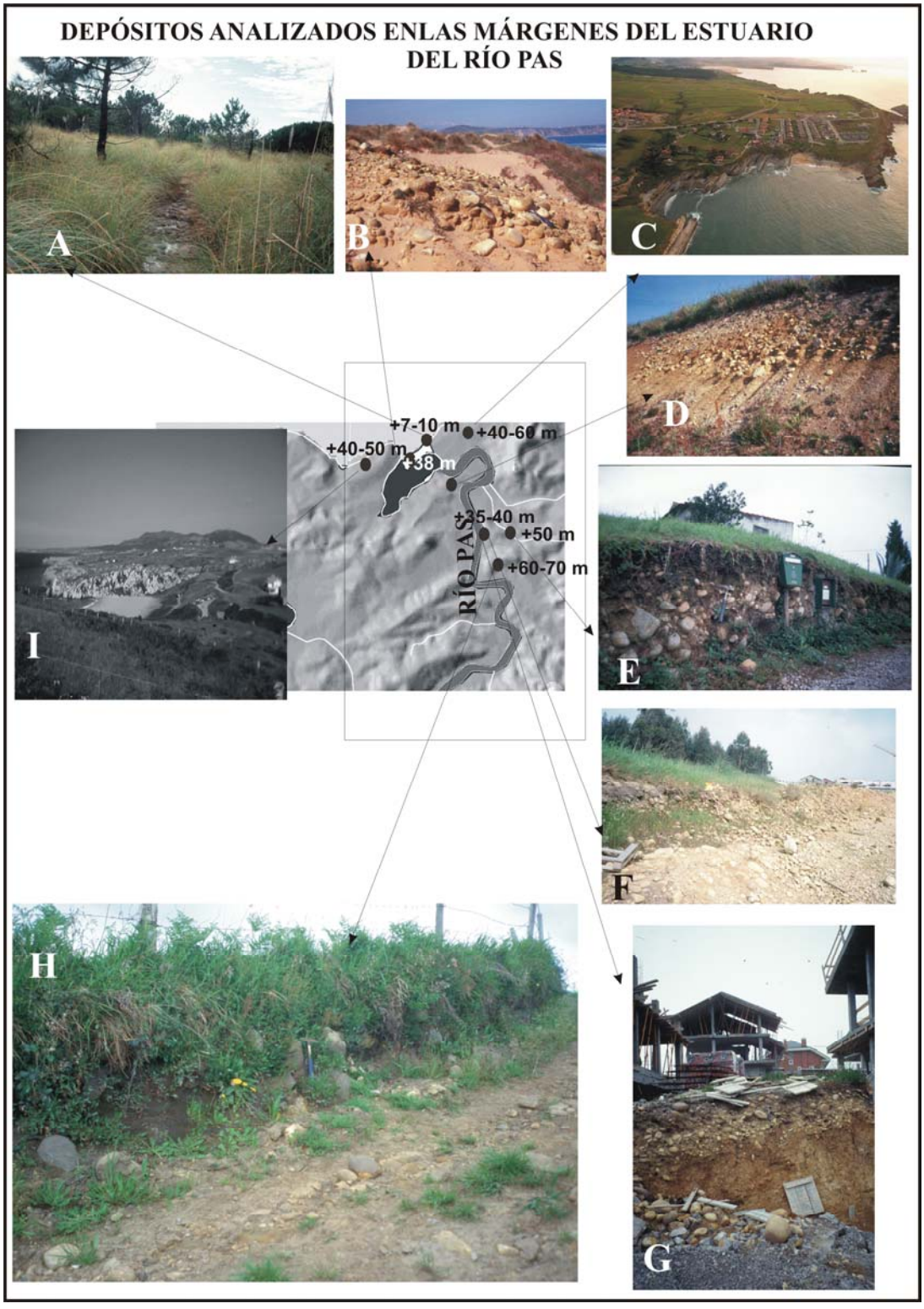


Fig. IV-4.- A) Depósito del "Cerro Oculto", (+ 38 m), emplazado en el núcleo central del sistema dunar de Liencres por lo que ha sido fosilizado por sus arenas; en la imagen, los cantos afloran en el camino; B) Depósito de "Canallave" (+7-10 m); C) Superficie de la denominada "Rasa de Liencres"; D) Acumulaciones próximas al "Campo de Golf" de Mogro (+ 40-50 m); E) Depósito de "La Penera (+50 m); F) Terraza del "Escobal" (+35-40 m); G) Restos del abanico aluvial del "Escobal" (+50 m); H) ápice de "Puente Arce" (+60-70 m), con cantos y bloques visibles en el camino; I) Rasa de las "Lanchas" (+ 50 m).

d) Los espesores originales de los depósitos han sido muy mermados por la erosión posterior. Así lo atestigua el hecho de que en sus techos nunca aparezcan formaciones edáficas y sólo se aprecien cantos y bloques fuertemente rubefactados en los niveles protegidos y recubiertos por las arenas éolicas del sistema dunar de Liencres.

e) La posición geomorfológica de los diferentes retazos permite asociar algunos de ellos, los más altos y antiguos, a un pretérito abanico aluvial parcialmente confinado por la geometría del valle. Su ápice se emplazaría sobre la "*Falla de Puente Arce*", concretamente en el tramo donde el cauce del Pas sale a la llanura litoral, siendo este paraje donde las acumulaciones detríticas (+ 70-80 m) alcanzan mayor espesor (unos 10 m) e incluyen clastos de notable tamaño. Los niveles más bajos, situados a partir de + 35 m y en el interior del estuario, se encajan por debajo de la antigua topografía del abanico y son auténticas terrazas fluviales escalonadas.

f) Todas estas acumulaciones se han generado durante diversos momentos pleistocenos. Se caracterizaron por balances morfogenéticos donde unas condiciones climáticas adversas a la edafo-fitoestabilización de las vertientes, permitieron la llegada al fondo de valle de importantes aportes laterales. Éstos fueron transportados luego hacia aguas abajo por fenómenos de torrencialidad vinculados a fuertes pulsaciones de corriente. En otros lugares atlánticos, sedimentos gruesos semejantes se disponen en la desembocadura de algunos ríos franceses y su origen climático ha sido asociado a las condiciones frías registradas al comienzo de los ciclos glaciares cuando el nivel del mar era todavía relativamente alto (MACAIRE, 1984, SOMME, 1984). No obstante, en nuestro litoral hay que señalar que las secuencias aluviales del Pas son muy sencillas y no incluyen otros testigos morfoclimáticos nítidos que permitan aproximarnos al marco ambiental –árido, frío, o mixto- responsable de la liberación de los materiales y de su puesta en marcha por mecanismos torrenciales.

Tampoco se descarta la posibilidad de que parte del material detrítico que constituye el pretérito abanico hubiera sido desalojado, también, por la influencia ejercida por ciertas manifestaciones locales de índole neotectónica acontecidas en la "*Falla de Puente Arce*". Así pudiera testificarlo por un lado, la brusca sustitución litológica que la carga aluvial ofrece en los aterrazamientos pleistocenos a partir de las

inmediaciones de Puente Viesgo y hacia aguas arriba por el valle. Por otro, las deformaciones y basculamientos detectados en las terrazas altas de este río y de otros cercanos y motivadas por fracturas cuaternarias (GONZÁLEZ et al., 1996).

Por el momento, no disponemos de criterios cronológicos precisos a la hora de establecer la edad de estas acumulaciones continentales. Preferimos no hacerlo a pesar de la interesante propuesta cronológica establecida para las terrazas de algunos valles cantábricos. Se realizó por un lado, mediante el análisis de restos arqueológicos y por otro, aplicando técnicas de datación radiométricas (^{14}C), en troncos, carbón y horizontes edáficos de paleosuelos (GONZÁLEZ et al., 1996). Se establecieron 6 niveles de terrazas y 4 de superficies antiguas de "*erosión fluvial*". Las cronologías establecidas se pueden apreciar en la Tabla IV-III (GONZÁLEZ, 1996 y GONZÁLEZ y MOÑINO, 2004). Nuestras dudas provienen en que ambos tipos de métodos cronológicos no han dado edades muy coincidentes. También se ha tenido en cuenta el hecho de la gran discontinuidad que, en el perfil longitudinal, del río tienen los niveles más altos y antiguos. Salvo para los aterrazamientos más bajos es muy difícil correlacionar los ubicados en el del tramo medio del valle y los localizados en la desembocadura del Pas.

Localización altimétrica respecto al Pas y al Besaya	Cronología Años	Tipo de Morfología	Localización	Método Datación
+ 800 m	1.600.000	Sup. Erosión	----------	----------
+ 600 m	1.200.000	Sup. Erosión	----------	----------
+ 250 m	500.000	Sup. Erosión	----------	----------
+ 125 m	300.000	Sup. Erosión	----------	----------
+50- 63 m	90.000-120.000 B.P.	Terraza	Tanos (Río Besaya)	Restos Arqueológicos
+ 35-44 m	>47.000 B.P.	Terraza	Renedo	Radiocarbono (madera)
+ 20 m	5.490 B.P.	Terraza	Entrambas-mestas	Radiocarbono (Paleosuelo)
+ 15 m	4.900 B.P.	Terraza	Puente Viesgo	Radiocarbono (Carbones)
+ 10 m	2.720 B.P.	Terraza	Zurita	Radiocarbono (Madera)
+ 2,5 m	130 B.P.	Terraza	Barcenillas	Radiocarbono (Madera)

TABLA IV-III.- Síntesis de las cronologías correspondientes a las terrazas y superficies de erosión existentes en las cuencas de los ríos Pas y Besaya (GONZÁLEZ, 1996 y GONZÁLEZ y MOÑINO, M., 2004).

i) Finalmente, destacar la ausencia de depósitos de ladera crioclásticos, a pesar de la elevada susceptibilidad que ante la gelifracción ofrece la mayoría de los afloramientos calizos mesozoicos. En este sector del litoral de Cantabria sólo se advierten algunos coluviones genéticamente amorfos. Sus fragmentos detríticos no denuncian las condiciones climáticas tan rigurosas que fueron detectadas, hace ya bastante tiempo (GUILCHER, 1955; LLOPIS LLADO, 1956; NONN, 1966), en otros

litorales situados más al oeste (Asturias y Galicia), y que han sido confirmadas recientemente (RODRÍGUEZ ASENSIO et al., 1999; PÉREZ ALBERTI et al., 1999). Este hecho sólo puede ser explicado por dos hipótesis: - todos los vestigios crioclásticos han sido desmantelados por eventos caracterizados por una muy enérgica actividad morfogenética en las laderas de este litoral, después de las crisis climáticas frías del Plesitoceno reciente - por el amortiguamiento de la rigurosidad de los ambientes fríos hacia los dominios orientales cantábricos.

4.2.2.- LOCALIZACIÓN DE LOS CONJUNTOS MORFOLÓGICOS Y DE ACUMULACIONES EN LAS INMEDIACIONES DEL ESTUARIO DEL PAS.

Siguiendo una dirección costera de oeste a este (Fig. IV-5), se enumeran y describen aquí los depósitos localizados y analizados en la zona de estudio por el I.G.M.E. (1976) y MOÑINO (1986) en sus investigaciones[3].

1.- Depósito de Usgo + 35-40 m (MOÑINO, 1986; CENDRERO e I.G.M.E, 1976):

Moñino localizó una paleoplaya +35-40 m sobre el nivel actual de la "Playa de Usgo". Se emplazaba a unos +35 m (Fig. IV-5) y se apoyaba sobre el Cretácico compuesto por las calizas lacustres del Weald y las calcarenitas del Bedouliense inferior. En la actualidad tal acumulación no ha podido ser identificada, ya que él describe un depósito de arenas y cantos con areniscas y ahora sólo se ven algunos cuarzos triturados y dos niveles de arenas de las que se hablará más adelante. Es singular este hecho, pues también esta acumulación fue cartografiada por el I.G.M.E. (1976). La desaparición de este testigo ha podido ser ocasionada por las obras de explanación de un pequeño aparcamiento y de una tubería de vertidos químicos, realizados con posterioridad a la cartografía levantada por Moñino e I.G.M.E.

2.- Rasa de *"Las Lanchas"* (MOÑINO, 1986):

Se sitúa al este del depósito anterior y su posición se alza hasta los 40-50 m de altura sobre el nivel del mar actual (Fig. IV-5). Esta superficie de abrasión tiene una

[3] En el área de Cuchía existen distintos niveles, pero están más próximos a la cuenca del río Besaya, por lo cual no están estudiados en el presente trabajo. Sólo apuntar que hay dos niveles, uno a +35m y otro a +80 (en mapa letras A y B).

longitud de 1.25 km y una anchura de 500 m. Los retazos mas elevados se inclinan en suave pendiente hacia el mar a modo de una tendida rampa erosiva con mínimo ángulo (1.88 y 2 %). El sustrato está constituido básicamente por calizas cretácicas (Bedouliense con Miliólidos y Toucasia). Todo este sector litoral, como se explicó en el apartado de las morfoestructuras, está modelado por un número elevado de torcas (unas 50), alineadas de NE-SW alcanzando una extensión de más de 1200 m y con dimensiones variables (Fig. IV-6).

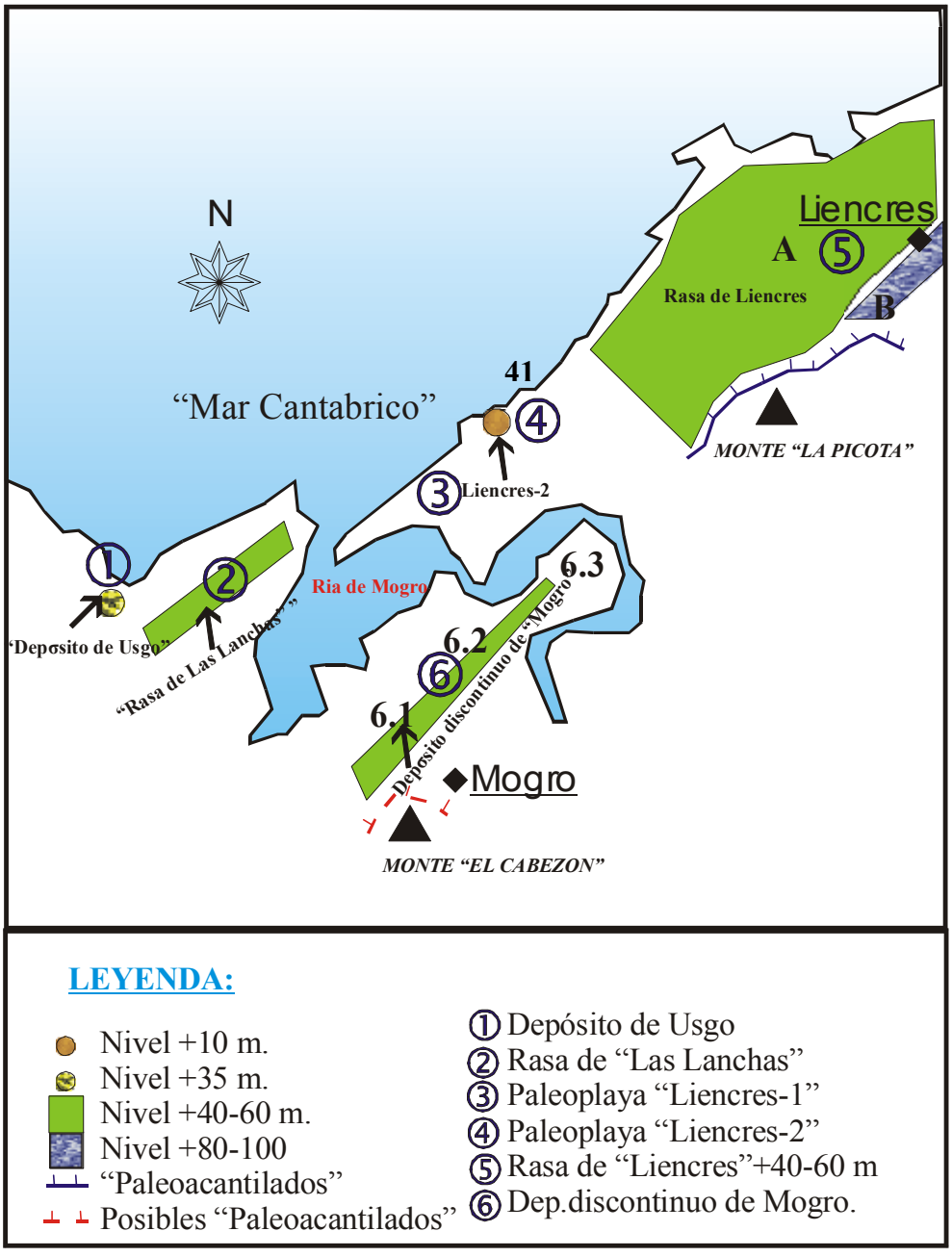


Fig. IV-5.- Localización de los depósitos estudiados por Moñino, (1986) en las inmediaciones del Estuario del Pas.

Esta rasa, en principio, no ha conservado ningún tipo de acumulación (cantos o arenas). Es una superficie relativamente aplanada que, geomorfológicamente, se asemeja a las rasas asturianas. Por lo tanto, y atendiendo a este criterio, Moñino, al contemplar esta similitud con las superficies de rasa de la costa de Cantabria, la catalogó como tal.

Fig. IV-6.- Posición de la rasa de *"las Lanchas"* al oeste del estuario del Pas. Adviértase la presencia de numerosas dolinas horadando su superficie caliza. (Gobierno de Cantabria, 1988. Escala 1:18.000).

3.- Depósitos de +7-6 m de Liencres: la supuesta Paleoplaya de Liencres-1 (Fig. IV-5~4.1). Sistema dunar (Departamento Geología de Santander, 1983):

En un informe interno del Gobierno de Cantabria, perteneciente a la Dirección del Parque Natural de Liencres, existía una mención a este depósito como "paleoplaya" fosilizada por los campos de dunas. Principalmente estaría formada por cantos de areniscas (Fig. IV-7) que descansan sobre un estrato arcilloso y su origen seria "marino" aunque en este informe no se menciona ningún análisis que corrobore tal posible hipótesis.

Fig. IV-7.- Supuesta *paleoplaya*, (informe del Gobierno de Cantabria, 1983) fosilizada por el sistema de dunas actual.

Este depósito fue deteriorado por la actividad extractiva de las arenas que se hizo entre los años sesenta y ochenta del pasado siglo XX. No obstante quedan algunos

retazos cubiertos por las dunas, con un espesor de cantos de tan sólo 30 cm. Más adelante, se cuestionará el origen marino de esta acumulación.

4.- <u>Paleoplaya de Liencres-2 – (Fig. IV-4~4)- Cercanías de "Canallave" (*MOÑINO*, 1986):</u>

Se trataría de un depósito compuesto por cantos y colgado a unos 7 m sobre el nivel de playa actual. (Fig. IV-8).

Fig. IV-8.- Vista general de la hipotética "*paleoplaya*" +7 m en el sector de Canallave.

Esta acumulación, "*supuestamente marina*", está conformada por cantos y materiales finos (sobre todo arcillosos) que, al igual que en el caso anterior, están fosilizados también por las dunas y se apoyarían sobre las calizas y dolomías del Aptiense. La analítica realizada por Moñino ofrece resultados que no coinciden plenamente con los que he efectuado en este estudio. Los índices de aplanamiento oscilaban entre 1,21 y 2,46, situándose la mediana del índice de aplanamiento en 2,09 (MOÑINO, 1986). Los resultados que se han obtenido en esta investigación se desarrollarán con posterioridad. Una vez más la interpretación genética de este depósito plantea ciertas dudas no identificándose con nitidez su supuesta hipótesis marina.

5.- <u>Rasas de Liencres +40-60 y +80-100 (MOÑINO, 1986 - I.G.M.E, 1976):</u>

Al NE del estuario, hay una superficie de aplanamiento (Fig. IV-9) que, según el I.G.M.E, (1976) y MOÑINO, (1986), contiene dos niveles de depósitos marinos (Fig. IV-5~5A y 5B):

- uno (Fig. IV-4~5A) se emplaza en el borde septentrional del sinclinal de San Román- Santillana a unos 750 m de la población de Liencres. Se dispone a unos 40 - 60 m de altura y, en principio, ofrecería acumulaciones de arenas pertenecientes a una playa colgada que, según el mapa geológico (I.G.M.E., 1976) abarcaban una extensión de 8 km de longitud por 500 -1000 m de ancho.

Años más tarde, Moñino estudió esta zona y detectó la existencia de distintos niveles de arenas y un estrato con cantos de 3,5 m de potencia (Fig. IV-10).

Fig. IV-9.- Superficie de abrasión de la "rasa de Liencres" +40-60 m.

No obstante, durante el transcurso de mi investigación, y después de varios reconocimientos en el área, no se encontró ningún vestigio detrítico que pudiera

asimilarse a lo descrito por Moñino y el I.G.M.E. Es posible que el vaciado de los arroyos y la mano del hombre hayan alterado en las últimas décadas los retazos detríticos que existieran en aquel momento.

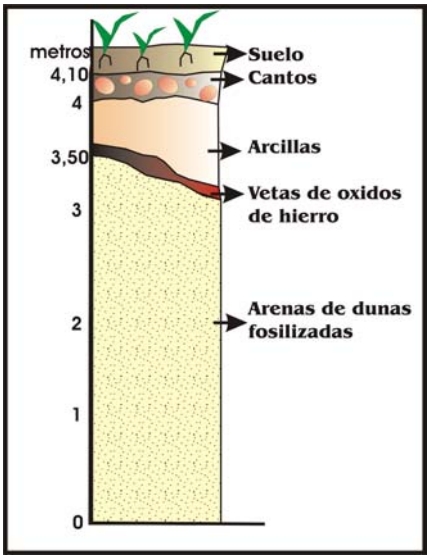


Fig. IV-10.- Estratigrafía del depósito de la "*Playa Colgada*" +40-60 m. Según Moñino, 1986.

El otro vestigio (Fig. IV-4~5B), se asociaba a otra forma de modelado, concretamente a un "paleo-acantilado". Su hipotético segmento inferior se situaría a unos +80-100 m de altura con respecto al nivel actual del mar, al pie de los relieves situados en el sinclinal de la Picota.

6.- <u>Acumulaciones de Mogro. +40-50 m:</u>

Corresponden a los depósitos identificados por Moñino y ubicados en el sector más interno del estuario del Pas (Fig. IV-5~6). Consisten en tres acumulaciones (6.1, 6.2, 6.3 en Fig. IV-5) que coronaban una topografía plana incidida por la erosión lineal. Se emplazan a una altura de +40-50 m sobre el sustrato cretácico compuesto por sedimentos del Albiense y margas y calizas arcillosas del Turoniense-Coniaciense.

Se trata de formaciones integradas por cantos muy alterados (Fig. IV-11) donde la presencia de viviendas y labores agrícolas impidió a Moñino realizar cualquier tipo de análisis. La posición geomorfológica fue el criterio de diagnóstico que utilizó este investigador. La similitud altimétrica (+40-50 m) y la dirección (NE-SW) de estos depósitos hacia la "rasa de Liencres" +40-50 m y la superficie de abrasión de "Las

Lanchas", llevó a presuponer, a este autor, que conformaban parte del nivel de "rasa" +40-50 m.

Fig. IV-11.- Los depósitos discontinuos de *Mogro* han sido desmantelados por la erosión y por la actividad humana. En este caso, sus cantos han servido para la construcción de casas y muros en el área de "*El Barco*".

4.3.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS COSTERAS: REVISIÓN Y ANÁLISIS PERSONAL DE LAS CARACTERISTICAS GEOMORFOLÓGICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS DE LAS APORTACIONES PRECEDENTES:

La presencia de estas acumulaciones, estudiadas en la bibliografía previa, y la necesidad de confirmar las hipótesis genéticas, casi siempre, marinas aplicadas a la hora de identificar el origen de estos testigos morfosedimentarios emplazados en el dominio litoral, exigió realizar otras tareas en esta Tesis Doctoral. Así, se efectuó un sistemático reconocimiento de campo destinado por un lado, a la búsqueda de nuevos conjuntos sedimentarios todavía no estudiados y por otro, a localizar aquellos ya descritos y analizarlos para ratificar sus estructuras así como sus peculiaridades sedimentológicas.

Por ello, primero se examinaron tres acumulaciones localizadas fuera del estuario y abordadas por el I.G.M.E. (1976) y Moñino (1986) con paleoplayas y rasas. Éstas fueron (Fig. IV-12):

- *Rasa de Liencres +40-60 m y +80-100 m.*
- *Rasa de "Las Lanchas" (+ 50 m).*
- *Paleoplaya colgada de "Usgo" (+7-10 m)*

a).- "*Rasa de Liencres*" (+80 m)-(Nº 3 en Fig. IV-12):

Un depósito muy alterado pudo ser localizado bajo el trazado de la carretera a unos 500 m del núcleo urbano de Liencres y al pié de la ladera septentrional del Monte de la Picota. Actualmente, este sector está siendo erosionado y desmantelado por un arroyo. Respecto a las acumulaciones advertidas por el I.G.M.E. (1976) y Moñino (1986) y atribuidas al nivel + 40-60 m no se ha encontrado ningún testigo. Hay que decir que es una zona altamente antropizada por viviendas de nueva creación y pastizales, suficientemente amenazadores para unas acumulaciones tan vulnerables y de tan escaso espesor, como las de una rasa antigua en la costa de Cantabria. El substrato, sobre el que se apoyaría el depósito, está compuesto por las arcillas y margas del Campaniense (Cretácico superior).

La potencia de esta acumulación era difícil de precisar por haber sido totalmente destruido su techo por el trazado de la carretera y por el coluvionamiento generalizado existente. Las mismas causas explican el que la morfología del depósito no fuera reconocible. La distribución de los cantos era caótica y les envolvía una matriz arcillosa. No se pudieron medir "in situ" y sólo se pudieron recoger 50 elementos para el análisis de laboratorio.

La litología predominante era la arenisca, si bien, hay que señalar que había un 8% de cuarcitas (el porcentaje de este material más elevado, de todos los depósitos analizados).

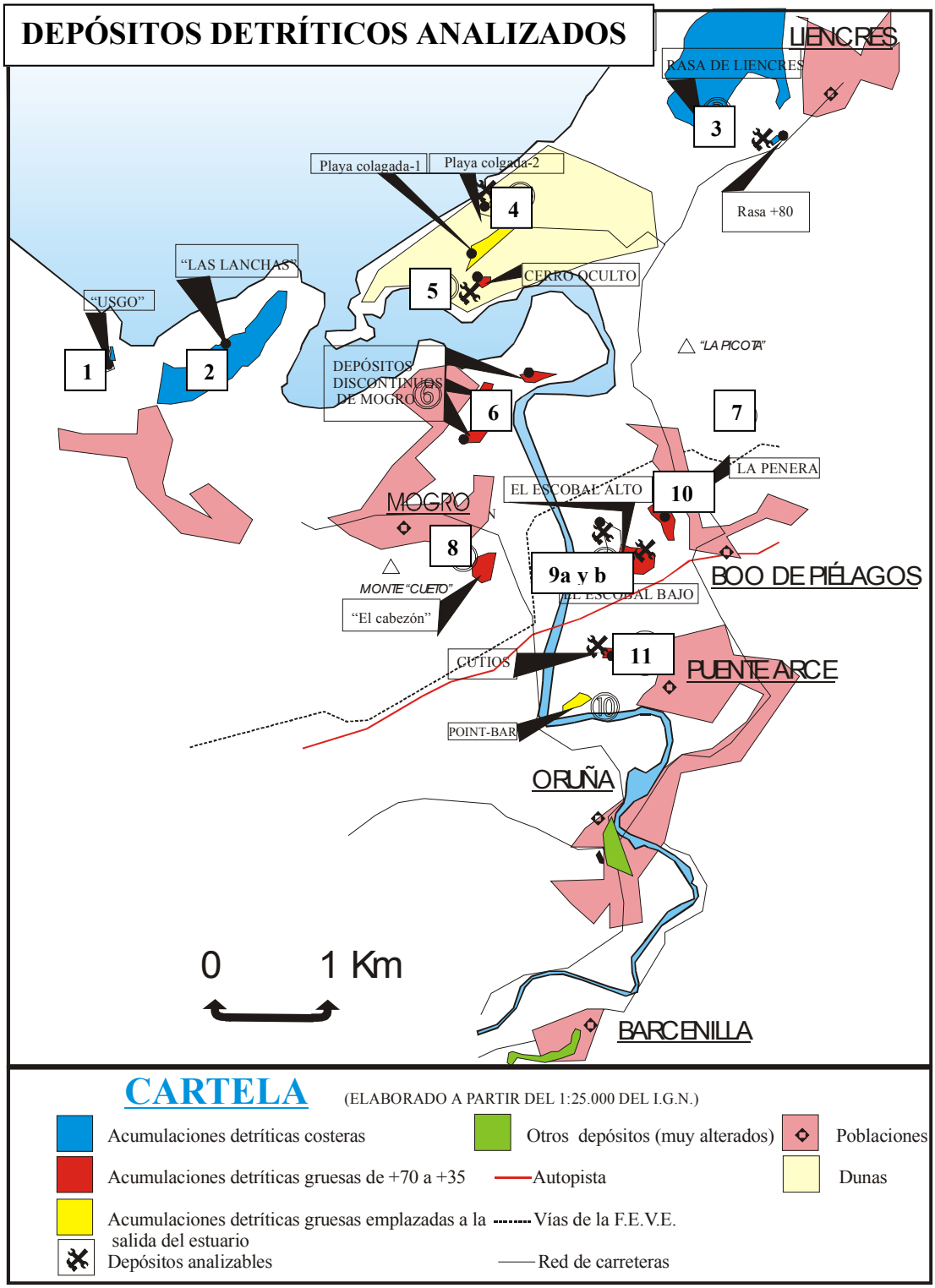


Fig. IV-12.- Situación de los depósitos detríticos analizados.

Respecto a la morfometría, apuntar que los índices de desgaste de los cantos areniscosos (Fig. IV-13) se concentraba entre los valores de 150-250, siendo el valor de

la media del mismo (Md Id) de 230. Todos los cantos estaban redondeados y menos del 5% lo estaban de modo muy considerable (>500).

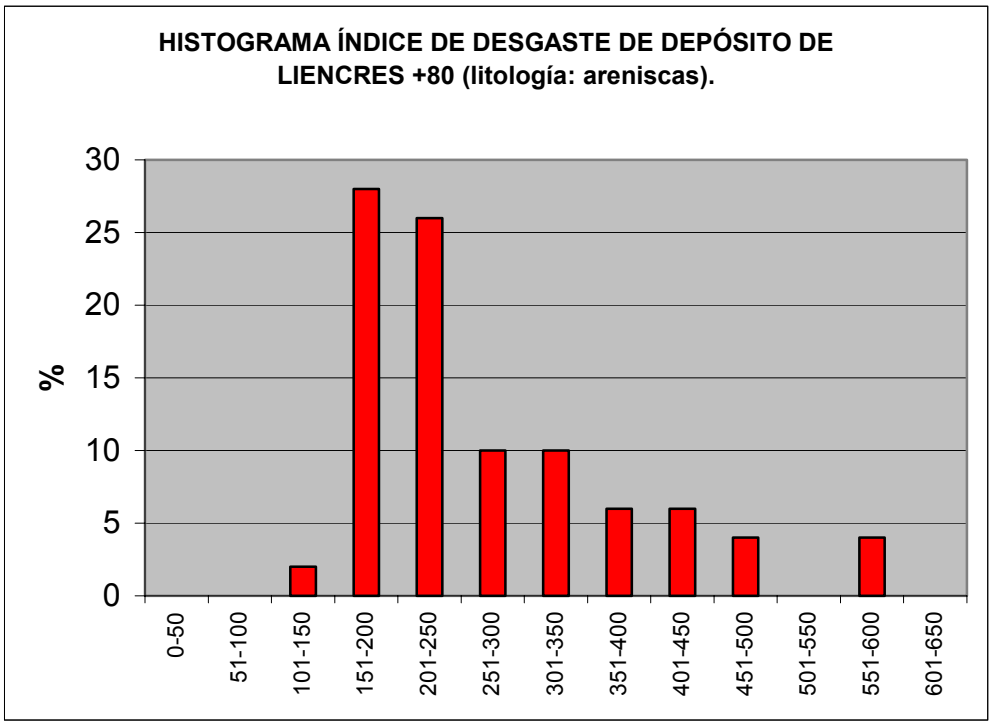


Fig. IV-13.- Histograma índice de desgaste del depósito de *Liencres* +80 (litología: areniscas).

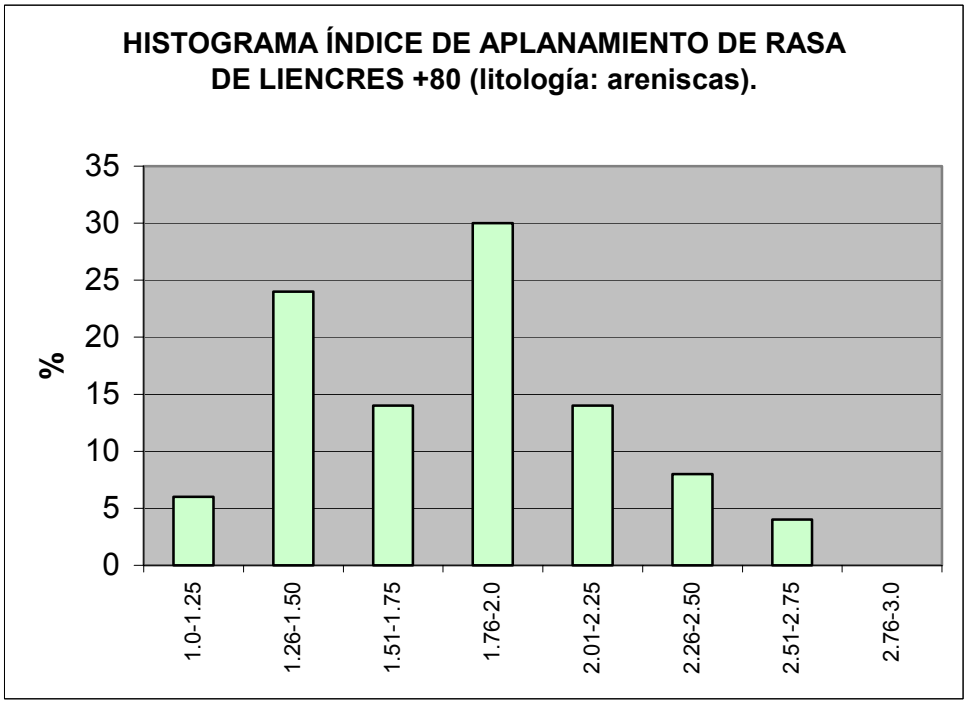


Fig. IV-14.- Histograma índice de aplanamiento de la "*Rasa de Liendres*" +80 (litología: areniscas).

El índice de aplanamiento (Fig. IV-14) tenia emplazada su mediana en 1.76 y su histograma presenta un aspecto bimodal donde más de un 50 % estaba entre los valores de 1.75 y 2.5, lo que identificaba el carácter poco aplanado de los elementos gruesos.

- Discusión de los resultados geomorfológicos y sedimentológicos:

1.- Por un lado, podría aparentar ser una acumulación marina por su posición geomorfológica por los siguientes motivos:

Se encuentra sobre una zona con morfología de rasa (plana) y suavemente inclinada a escasos metros de la línea de costa actual. Incluso, podría asimilarse a la base de un paleoacantilado cuyo escarpado perfil habría sido modelado en el flanco norte del sinclinal.

El alto índice de cantos rotos (22%) y, al no poder invocar la acción fragmentadora fluvial debido a que no hay ningún río presente en los parajes cercanos (se encuentra alejado del propio estuario del Pas), índica que su génesis sólo podría ser debida a la acción del oleaje.

2.- Sin embargo, hay que destacar que hay varios factores que hacen sospechar de la génesis y origen del depósito:

Pésimas condiciones de visibilidad del afloramiento y, sobre todo, la mínima superficie que ofrece este conjunto detrítico donde cortes de escasos centímetros y la abundancia de vegetación hacen casi imposible apreciar si esta acumulación es ciertamente original y se encuentra realmente “in situ”.

Las dudas aumentan más si cabe, a la vista de la opinión de un anciano que recordaba como en los años cincuenta, abundante material detrítico fue traído hasta este paraje por el dueño de la finca.

A la vista de estos hechos descartamos que este conjunto sedimentario sea natural y, por tanto, no corresponde a ninguna evidencia de origen marino.

b).- <u>"Playa colgada de Usgo" (Nº 1 en la Fig. IV-12).</u>

Este depósito se encuentra en las inmediaciones del diapiro de Miengo, al norte de Cuchía y al oeste de la desembocadura del Pas. Se emplaza encima de las calizas lacustres del Weald y las calcarenitas del Bedouliense inferior (Fig. IV-15).

Fig. IV-15.- Calcarenitas y calizas lacustres en las cercanías de la playa de Usgo. Su fragilidad ante el ataque de los procesos litorales las hacen sensibles a los desprendimientos y a las caídas gravitatorias.

Las características de la acumulación asociada al nivel encontrado no concuerdan en nada con el analizado por Moñino, como se dijo con anterioridad: en vez de cantos de areniscas, se han encontrado cuarcitas totalmente fraccionadas (el 99%) con tamaños de 30 – 40 mm. Debido a que estaban rotas, en su mayoría, no se ha podido realizar ningún análisis de sus elementos.

Las cuarcitas se hallaban fosilizadas por un depósito de arenas y buzando suavemente en dirección contraria a la costa. Entre ellas unos niveles anaranjados y otros más blancos. De todos se hizo un análisis de granulometría fina (Fig. IV-16).

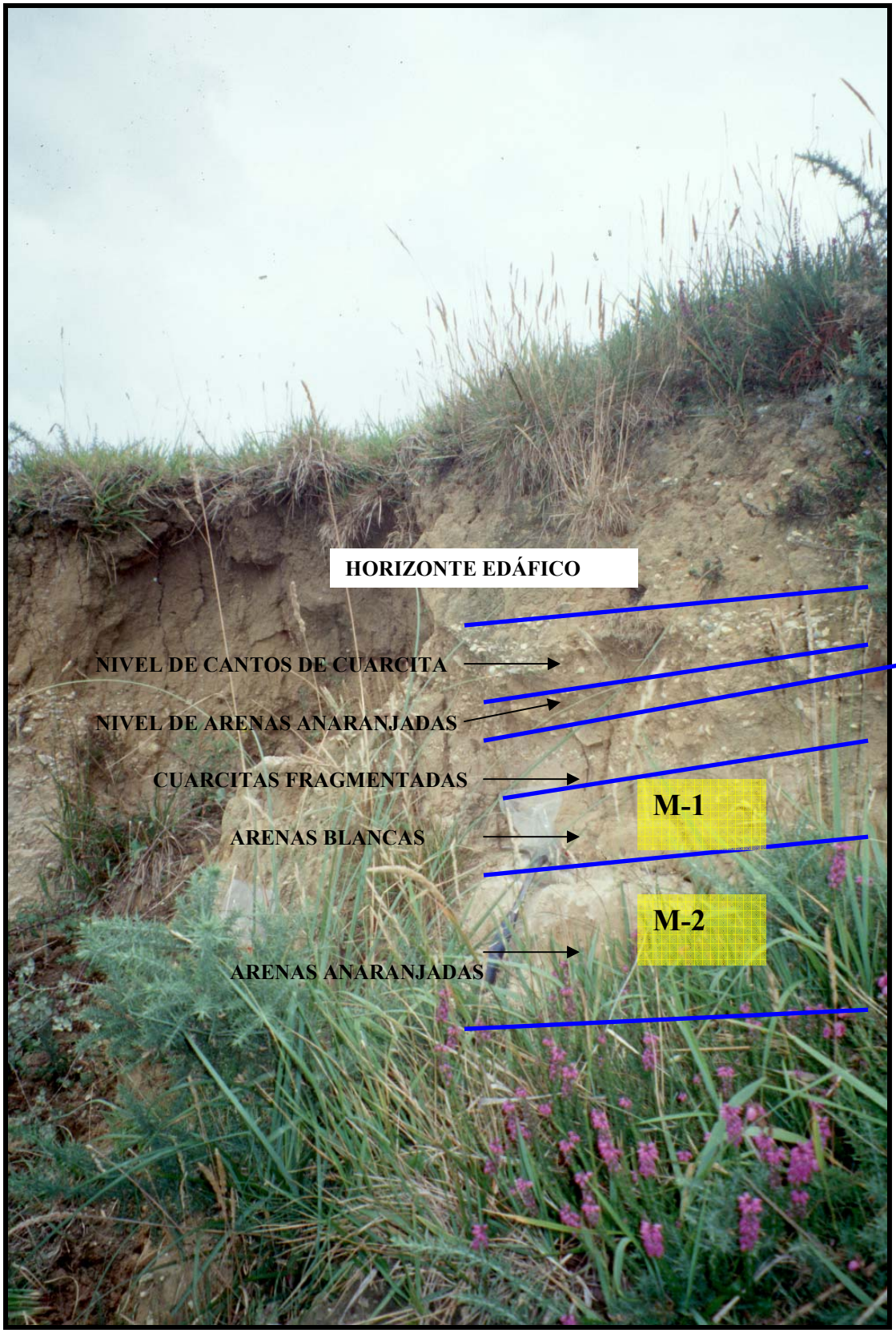


Fig. IV-16.- Perfil analizado en *Usgo* +30 m. Se aprecian las arenas y las cuarcitas de pequeño tamaño fosilizadas por el horizonte edáfico.

Los niveles estratigráficos advertidos de "techo" a "muro" fueron (Fig. IV-16):

1.- Acumulación de arenas (más de un metro) sin ningún canto de las que se sustrajo la segunda muestra para analizar (Fig. IV-16 muestra M2).

2.- Nivel de arenas blancas (15 cm) de las que se tomó una muestra para analizar (Fig. IV-16 muestra M1).

3.- Nivel compuesto por gravas y gravillas de cuarcitas fragmentadas y fosilizadas también por las arenas anaranjadas (10 cm).

4.- Arenas anaranjadas (5 cm).

5.- Nivel de cantos de cuarcita con matriz arenosa de color anaranjado (20 cm).

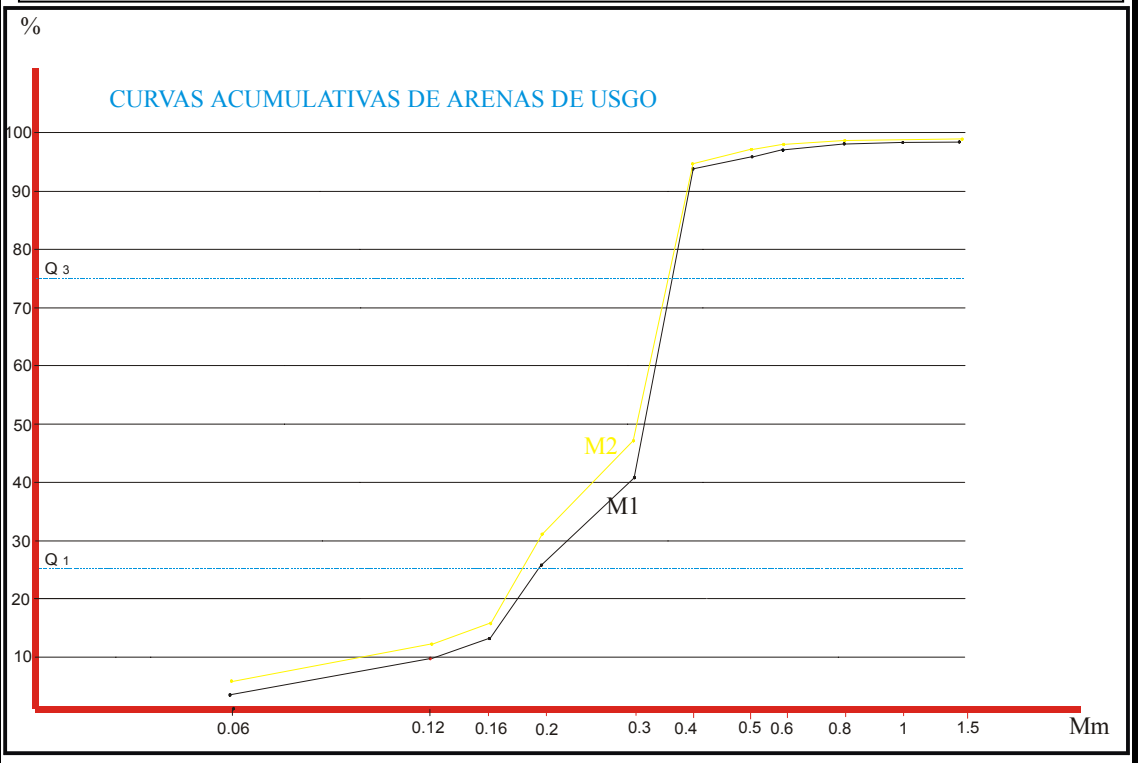
6.- Horizonte edáfico (30-40 cm).

- **Discusión de los resultados:** Después de un examen de la morfoscopía de los granos, cabe decir, que los de naturaleza cuarzosa eran los predominantes con aspectos brillantes y contornos angulosos. Existían, incluso, estructuras cristalinas nada alteradas. Además, el Índice de Trask de M-1 era de 1,31 y el de M-2 de 1,35, valores sensiblemente elevados para ser arenas litorales (Fig. IV-17). Por lo tanto el origen genético del depósito es dudoso, pues no se confirma el posible origen marino al que aludía Moñino (1986).

ORIGEN MUESTRA: -"DEPÓSITO DE USGO" M1-M2

	M1:	M2
	S_0= 1,31	S_0= 1,35
	S_k= -0,08	S_k= -0,03
	Dg= 0,26	Dg= 0,27

S_0= Índice de Trask; S_k= Índice de Krumbein; Dg= Índice de Dispersión Global



Muestra:	M1	M2
mm	%	%
<0.06	3,8	5,7
0,06	6,4	6,34
0,12	2,92	3,82
0,16	12,7	15,37
0,2	14,54	16,14
0,3	54,04	47,22
0,4	2,88	2,86
0,5	0,52	0,69
0,6	0,24	0,37
0,8	0,2	0,18
1	0,28	0,38
>1.5	0	0,09
TOTAL	98,52	99,16
ERROR	1,48	0,84

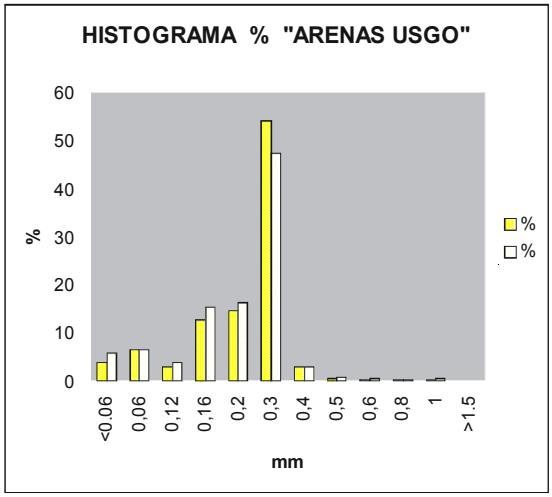


Fig. IV-17.- Curva, tabla e histograma de las muestras de "*Usgo*".

c)- <u>Rasa de "*Las Lanchas*" (+40-50 m)-(Nº 2 en Fig. IV-12).</u>

Lo único que queda en este sector es una superficie plana con suave inclinación hacia el mar (Fig. IV-18) y sin ningún tipo de depósito en su superficie. Cronológicamente, y aplicando los criterios defendidos por distintos autores (ASENSIO AMOR, 1970; y EDESO, 1990), esta supuesta rasa podría pertenecer al Pleistoceno medio.

Fig. IV-18.- Detalle de la rasa de "Las Lanchas".

4.4.- ACUMULACIONES LOCALIZADAS ENTRE +65-70 M Y +45-50 M SOBRE EL NIVEL DEL MAR.

Como resultado del reconocimiento geomorfológico que efectué en el tramo bajo del río y en áreas más o menos inmediatas al estuario del Pas, se localizaron distintos depósitos colgados sobre el nivel del mar entre los +45 m y los 70 m. Se trata de un conjunto de acumulaciones detríticas pleistocenas (Fig. IV-12), constituidas esencialmente por elementos (cantos y gravas) bien desgastados que yacen sobre superficies muy degradadas, a veces a modo de reducidas coronas detríticas cubriendo la cima de algunos cerros troncocónicos.

Su ubicación en el tramo final del Estuario, y siempre a menos de 2,5 km de la línea de costa, motiva, inicialmente una dudosa génesis. ¿Estas acumulaciones corresponden a antiguos canturrales asociados a diferentes niveles de paleoplayas? o ¿Su origen se vincula a pretéritos y enérgicos arrastres fluvio-torrenciales transportados por las aguas del Pas? El estudio de sus características (1), su posición geomorfológica (Fig. IV-12) (2), la determinación de sus estructuras sedimentarias (3) y los numerosos análisis sedimentológicos, aplicados a sus elementos gruesos y finos (4), permitirán establecer un diagnóstico relativamente seguro acerca del origen de estos depósitos.

De sur a norte se han localizado las siguientes acumulaciones ubicadas en sus respectivas alturas. Con un asterisco (*) aparecen aquellas que no han podido ser analizadas debido a su fuerte alteración o a la ausencia de buenos cortes:

Margen Derecha:

-"***Cutios***" +60-70.
-"*El Escobal-Alto*" +50-60 m y **de "*La Penera*"** +56 m
- "***El Escobal-Bajo***" +45-50 m.".

Margen Izquierda:

- "***El Cabezón***" +50-54. Frente al "*Escobal*" (*).
- "***El Barco***" +50-55 m (*) .
- **Urbanizaciones nuevas de Mogro**.+48-50m(*).

a).- <u>Depósito de "*Cutios*" (nº 11 En Fig. IV-12)</u>:

Se ubica en las proximidades de la "Falla de Puente Arce" y es el conjunto detrítico que ofrece mayor altura sobre las aguas del Estuario del Pas (+65-70 m). Presenta un espesor de 5-8 m. Sus cantos y gravas, muy alterados, se apoyan sobre un substrato cretácico compuesto por arenas, limos e intercalaciones carbonáticas del Cenomaniense (Fig. IV-20).

La pretérita morfología plana a la que se asoció esta formación se encuentra muy degradada y erosionada: fragmentos que pertenecieron a este nivel descienden a modo de coluviones por las laderas (Fig. IV-20) que delimitan el depósito.

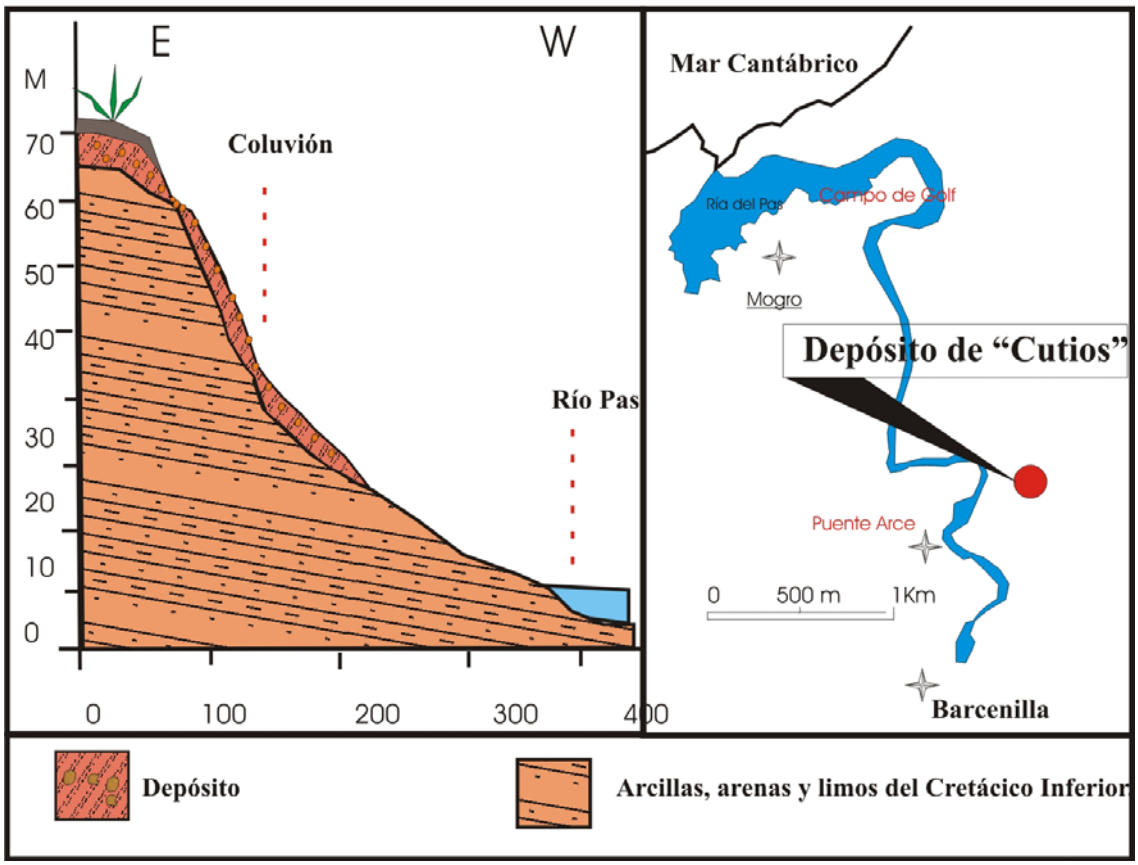


Fig. IV-19.- Emplazamiento geomorfológico y situación del depósito de *"Cutios"* respecto del Estuario del Pas.

Fig. IV-20.- Depósito de "*Cutíos*" al descubierto en una pequeña trinchera abierta para un camino vecinal (+70 m).

El afloramiento de este nivel detrítico no ofrece una buena calidad dada la ausencia de cortes nítidos (Fig. IV-19 y Fig. IV-20). No obstante, es apreciable la

caótica distribución de los elementos sedimentarios, y su facies del tipo *"clast-supported"* en la que los elementos gruesos se hallan directamente en contacto unos con otros. La matriz es de naturaleza esencialmente arcillosa y ha sido elaborada por procesos de naturaleza edáfica.

En lo que respecta a la granulometría (Fig. IV-21) dominan los cantos medianos (60-120 mm) y los grandes (120-140 mm). La mediana alcanza el valor de 100 mm y el centilo sobrepasa con nitidez el umbral de los bloques pequeños (centilo = 450 mm). Litológicamente el 99% del material está compuesto por areniscas y el resto (1%) es de cuarcitas.

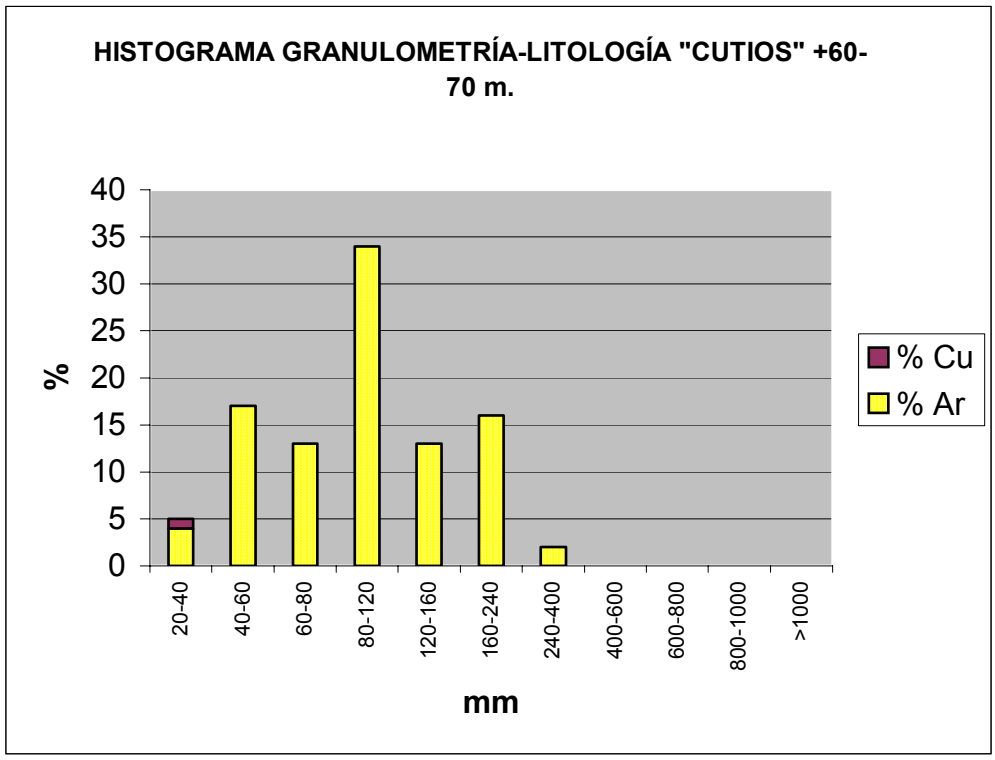


Fig. IV-21.- Histograma granulometría-litología de "*Cutios*" +60-70 m.

En la morfometría, el valor de desgaste es relativamente moderado (Fig. IV-22) para un grupo como la arenisca tan susceptible al desgaste de sus aristas. Su mediana es de 233, existiendo un 2% de cantos con escaso desgaste (0-100) y un 6% de cantos con gran desgaste (>500). En cierta medida, el valor moderado de desgaste está nítidamente

influenciado por las frecuentes roturas que ofrecen los clastos y parcialmente disimulada por el rodaje acontecido, con posterioridad, durante nuevos procesos de transporte y retoma. El aplanamiento es bajo como suele corresponder al material areniscoso (Fig. IV-23). La mediana es de 1.52 mientras que la disimetría es también reducida (Md Idi = 541).

Como consideración final, este depósito no puede ser asimilado genéticamente como marino debido a su posición geomorfológica muy interiorizada en el estuario, a su estructura caótica y a un desgaste muy bajo en el que concurren procesos de notable rotura (22% del material), cuyo origen posiblemente sea debido a un transporte de alta torrencialidad.

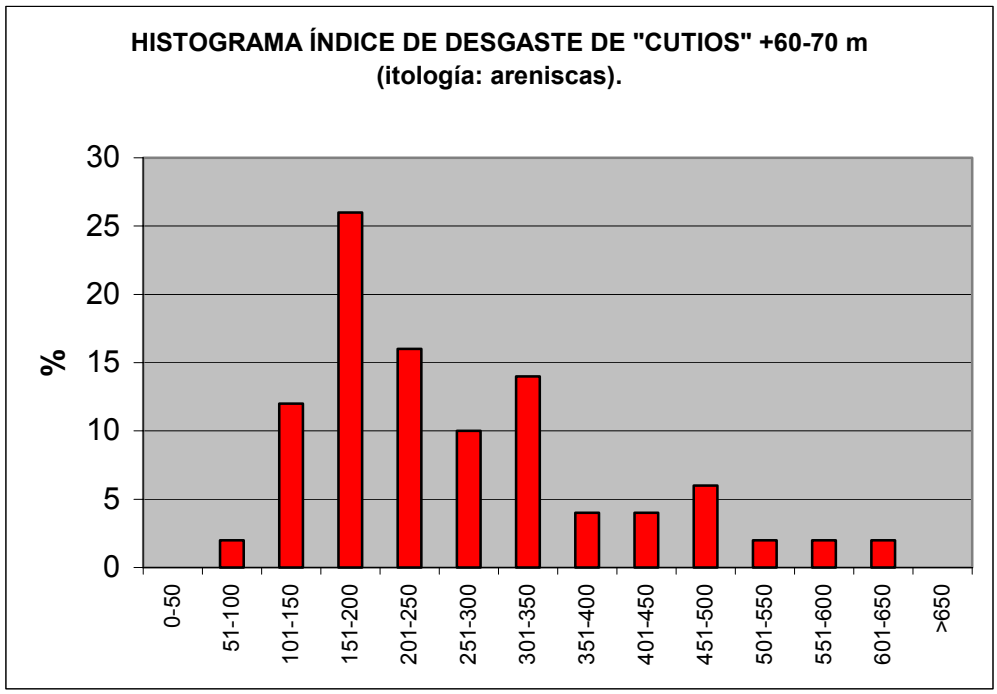


Fig. IV-22.- Histograma índice de desgaste de "Cutios" +60-70 m (litología: areniscas).

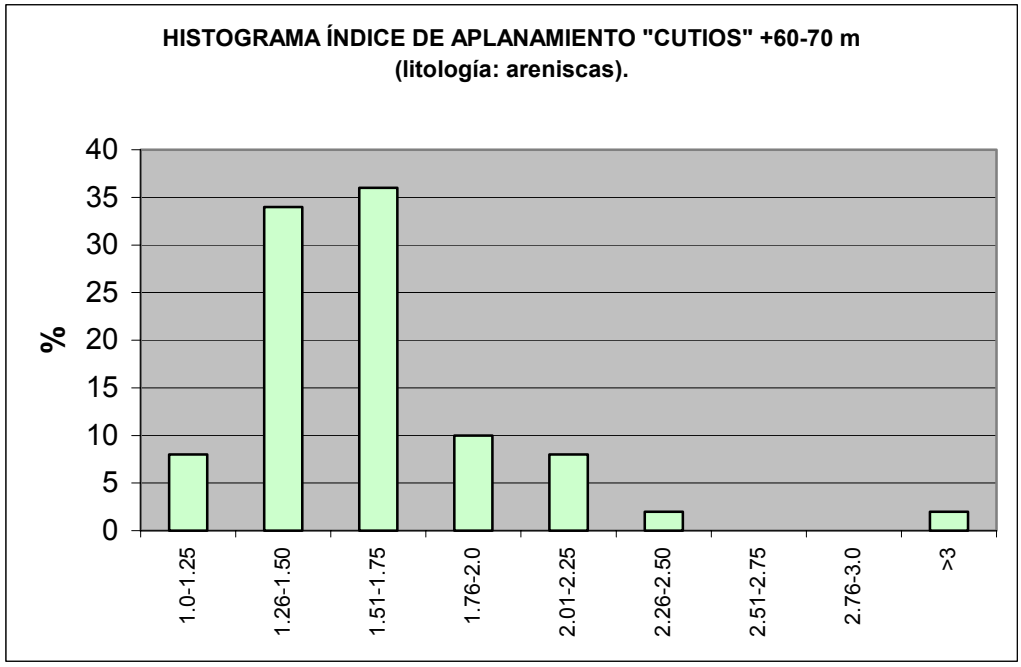


Fig. IV-23.- Histograma índice de aplanamiento de "*Cutios*" +60-70 m (litología: areniscas)

b).- <u>Depósito +55-60 m de "*El Escobal Alto*"-"*La Penera*" (Nº 9.a. en Fig. IV-12):</u>

Se emplaza al norte del depósito anterior y a tan sólo 500 m en línea recta en un paraje donde el valle se amplía notablemente.

Es el segundo depósito más alto del Estuario (+55-60 m) y su espesor no supera el metro. Se encuentra muy deteriorado (Fig. IV-24 y IV-25) por la reciente construcción de viviendas en la zona y sus materiales (cantos y gravas), bastante alterados, se asientan sobre las calizas grises, margas y arcillas del Turoniense y Coniaciense. Este depósito se halla escindido y compartimentado en dos afloramientos por la encajada vaguada del arroyo denominado del "Valle" (Fig. IV-26). Así pues, deja en su margen occidental el depósito denominado de "El Escobal" y en la margen oriental el depósito de "*La Penera*".

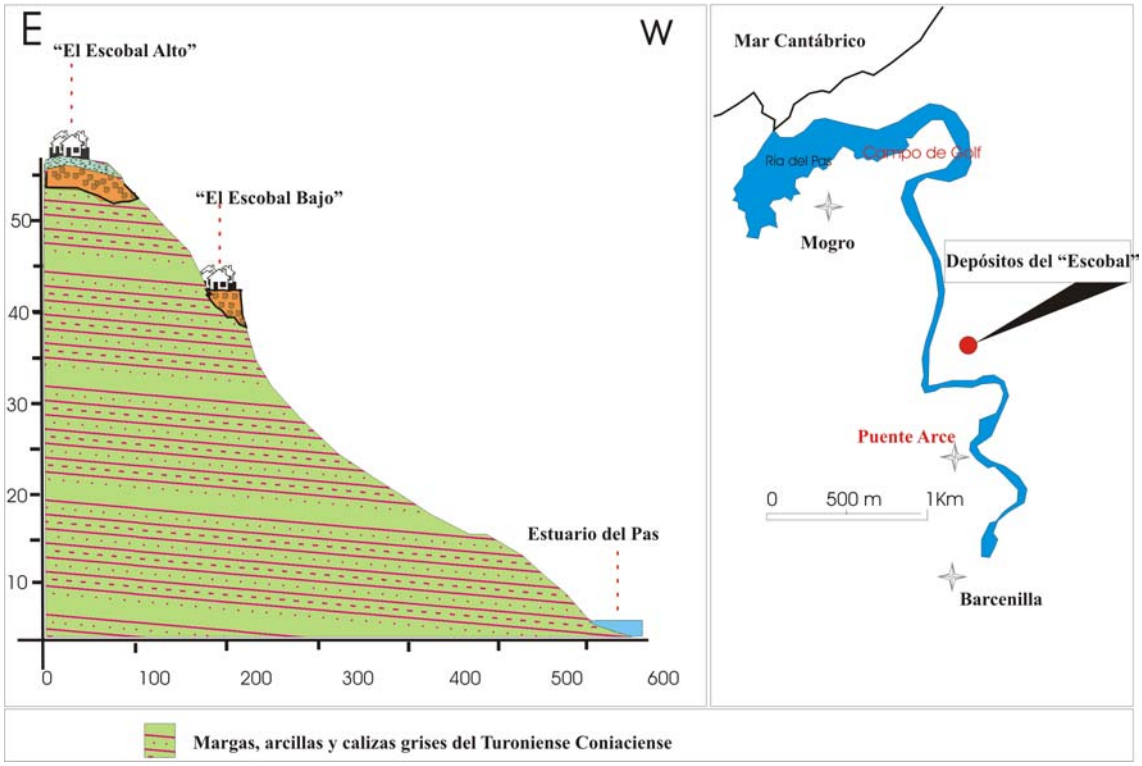


Fig. IV-24.- Corte y situación de los depósitos del "*Escobal Alto*" (+55 m) y el "*Escobal Bajo*" (+40-35 m).

La morfología que presenta no es apreciable y la disposición de sus elementos sedimentarios vuelve a ser caótica con una textura del tipo "*clast-supported*". Los cantos no muestran ningún tipo de imbricación general de sus ejes de mayor longitud y la matriz que envuelve los cantos es de naturaleza arcillosa, otra vez vinculada a procesos genéticos de índole edáfica. A "techo" del depósito existe un ligero coluvionamiento.

Fig. IV-25.- Depósito del "*Escobal Alto*" (+50 m) en proceso de desmantelamiento por las edificaciones levantadas en los últimos años.

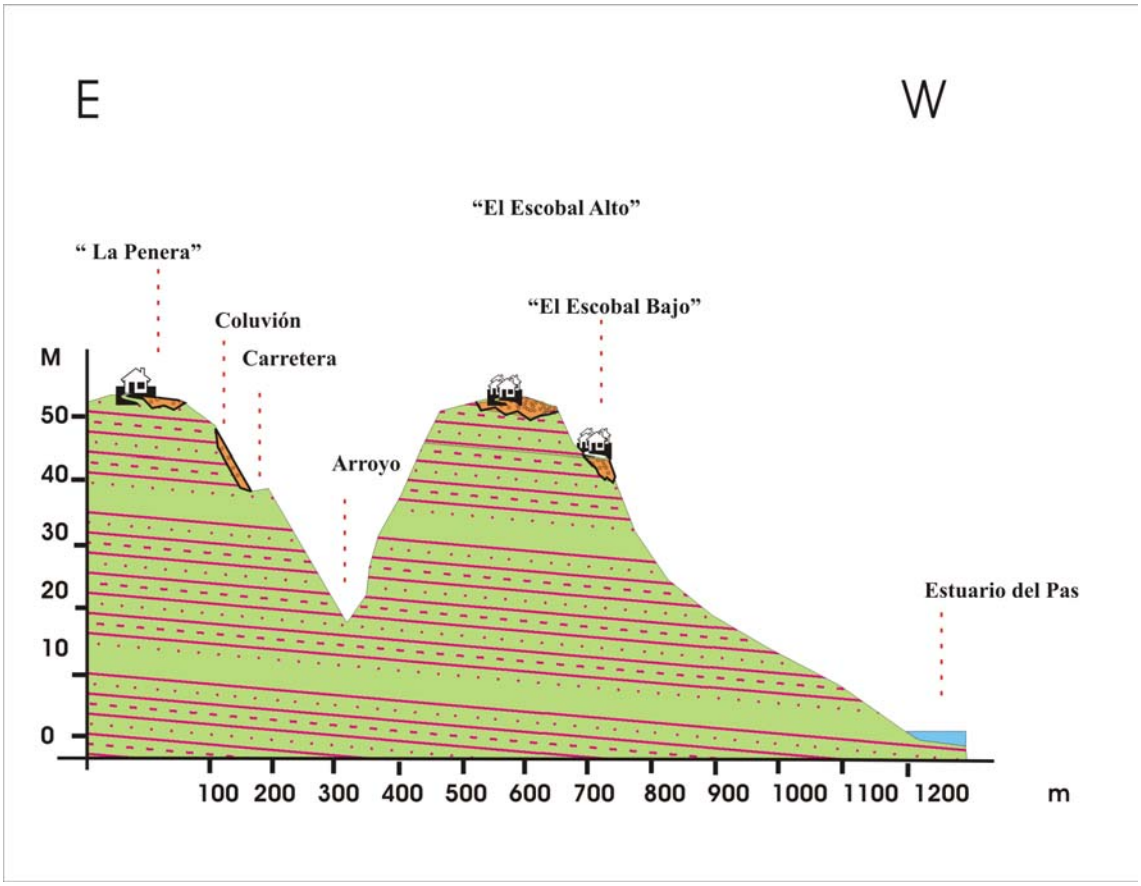


Fig. IV-26.- Perfil geomorfológico de la margen derecha del estuario del Pas: depósitos de "*La Penera*" y "*El Escobal*".

La granulometría de ambos depósitos ofrece grandes similitudes por lo que solo se ha realizado el análisis correspondiente en el conjunto denominado "*Escobal Alto*".

Este último, se encuentra compuesto, principalmente, por cantos pequeños (20-60 mm) y medianos (60-120 mm) e integran el 80% de la masa detrítica. El valor de su mediana de grano es de 80 mm y el del centilo es de 350 mm (Fig. IV-27).

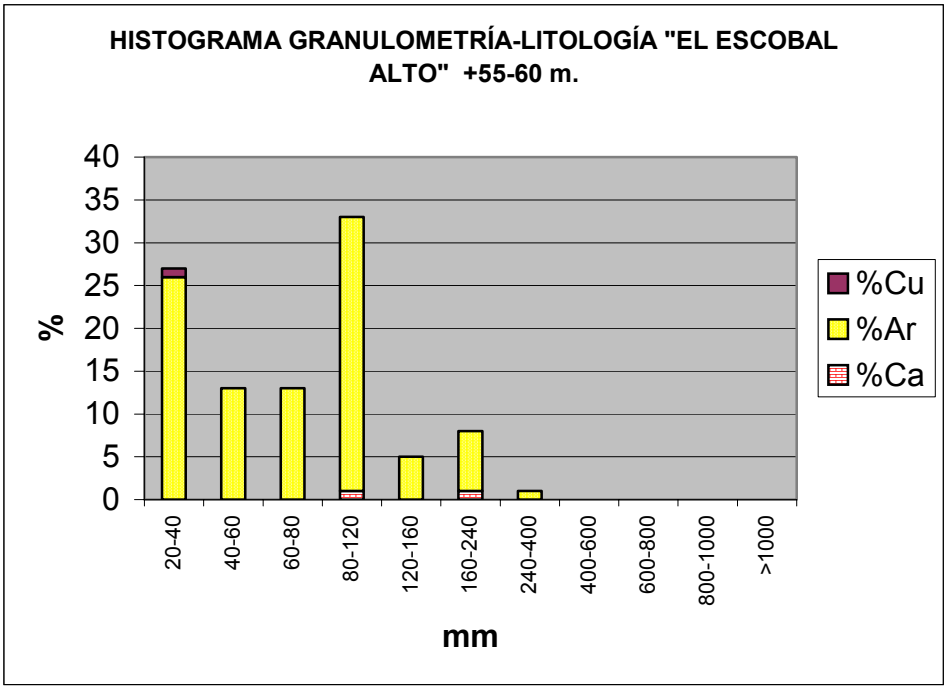


Fig. IV-27.- Histograma granulometría-litología "*El Escobal alto*" +55-60 m

Respecto a la litología, la acumulación posee un 97% de areniscas, un 2% de calizas y un 1% de cuarcita.

Morfométricamente, el valor de desgaste (Fig. IV-28) es sensiblemente más elevado que en el depósito anterior (Md Id = 356). Casi todos los cantos han sufrido un notable redondeamiento, destacando cerca de un 20% que ofrecen valores de elevado desgaste (>500). Sin embargo hay que señalar que no existe un número elevado de roturas (no sobrepasa el 2%). Los índices de aplanamiento y de disimetría (Fig. IV-29) son bajos con valores de mediana de 1,6 y 583, respectivamente.

Como consideración final, se vuelve a descartar una génesis marina para este depósito como sugiere su estructura caótica, la ausencia de imbricación y los valores relativamente moderados de desgaste y muy bajos de aplanamiento de sus gravas.

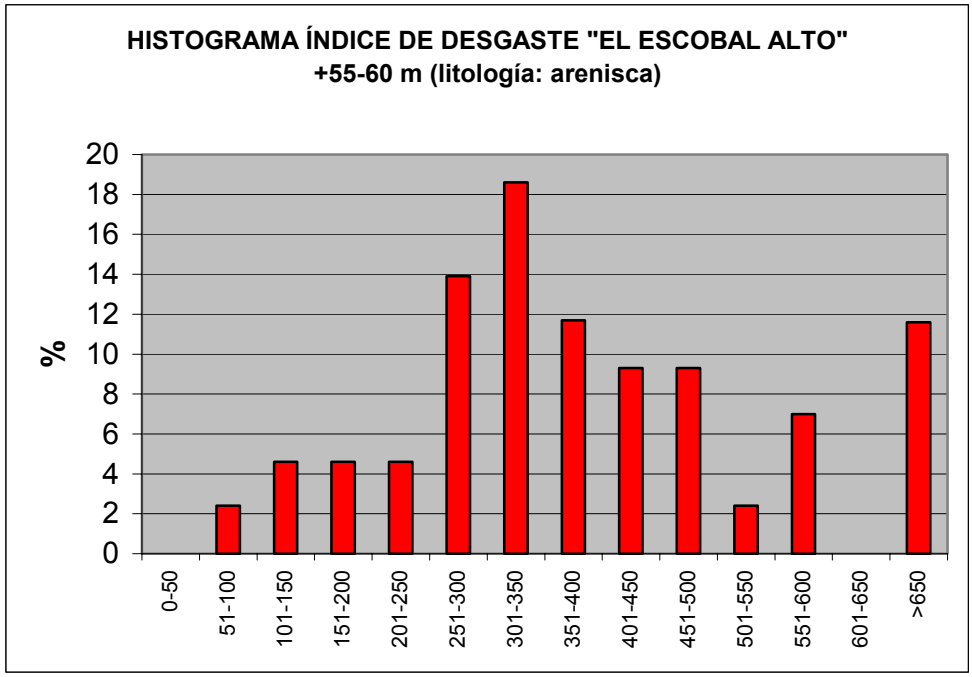


Fig. IV-28.- Histograma índice de desgaste de "*El Escobal alto*" +55-60 m (litología: arenisca).

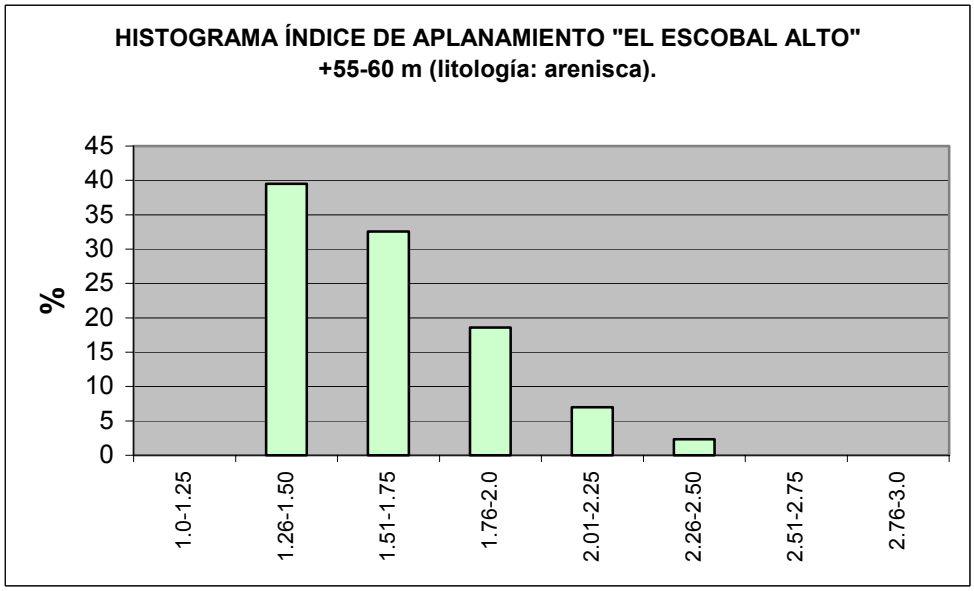


Fig. IV-29.- Histograma índice de aplanamiento de "El Escobal alto" +55-60 m (litología: arenisca).

Respecto a la acumulación de **"*La Penera*"** (Nº 10 en Fig. IV-12), cabe destacar que, además de su altitud (+56 m), ofrece rasgos muy similares al "Escobal" aunque situados en parajes próximos (100 m) más occidentales e inmediatos (Fig. IV-26).

El corte encontrado tiene un reducido espesor visible (0.80 – 1 m) y, por tanto, de incompleto análisis e interpretación. El mejor afloramiento (Fig. IV-30) permite advertir materiales detríticos gruesos de naturaleza areniscosa y con granulometría menor a los de "El Escobal Alto". Se disponen de modo caótico, no ofrecen imbricación y sí contornos bien desgastados. Su posición geomorfológica presenta un "techo" dispuesto a un par de metros por debajo del inmediato nivel de "El Escobal Alto". Posiblemente, el arroyo que separa los dos depósitos haya incidido una pretérita superficie sobre la que se apoyaba una única formación con varios metros de espesor y que se extendía todavía más hacia el este.

Fig. IV-30.- Depósito de "La Penera" +56 m.

c).- "*El Escobal Bajo*"+ 45-50 m. (Nº 9b en Fig. IV-12):

Este depósito se encuentra ubicado en el mismo paraje que el anterior pero a 15 m por debajo de su cota culminante (Fig. IV-24 y IV-26). Por lo cual, cabía la duda de si era el mismo depósito u otro distinto. Igualmente, se asienta sobre arcillas cretácicas. La morfología cimera presenta rasgos de planitud en el corte visible y la potencia de sus acumulaciones no sobrepasa el metro (Fig. IV-31).

La distribución de los elementos es caótica alternando las texturas de "*clast-supported*" con las de "*matrix-supported*". Igualmente, los cantos no muestran ningún tipo de imbricación. La matriz está contaminada de modo acentuado por la llegada de

arcillas de los retazos edáficos que coronan el nivel. Cabe señalar, en algunos de ellos, la presencia de síntomas de rubefacción en sus de "*cortex*" periféricas.

Fig. IV-31.- Depósito +35 m del "*Escobal Bajo*" donde predominan las areniscas. Desde hace algún tiempo está siendo desmantelado por las explanaciones llevadas a cabo para la construcción de viviendas.

La granulometría (Fig. IV-32) está compuesta principalmente por cantos medianos, siendo la mediana de 80 mm. El centilo tiene un valor moderado (340 mm) y de tamaño semejante al nivel superior. Las litologías del depósito son de un 98% de arenisca y un 2% de cuarcita.

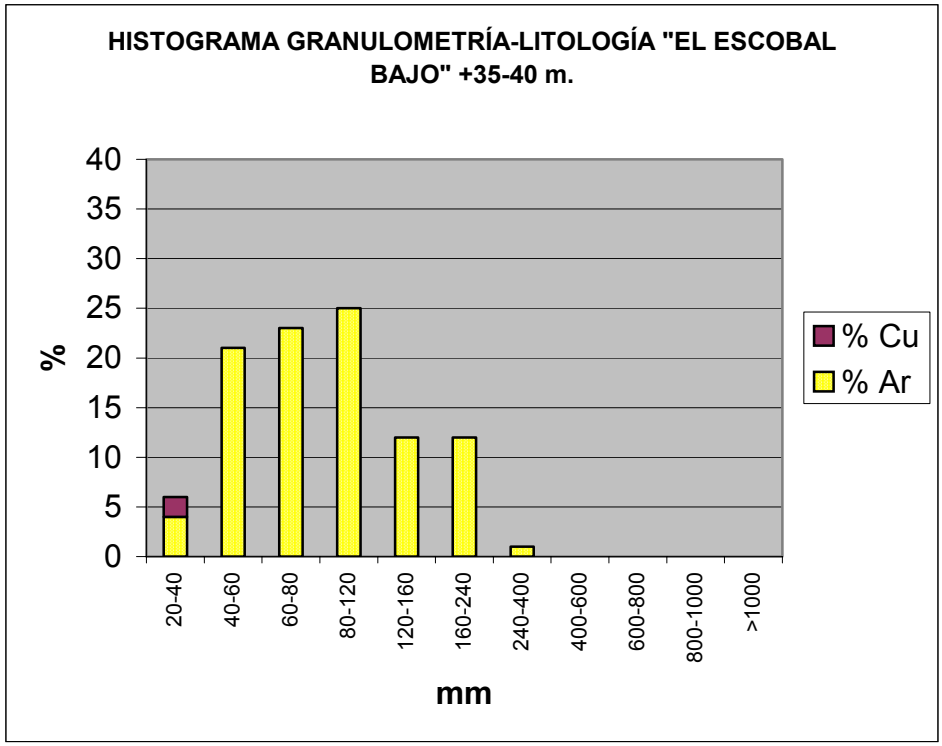


Fig. IV-32.- Histograma granulometría-litología de "*El Escobal Bajo*" +35-40 m.

En el aspecto morfométrico (Fig. IV-33) los valores también son moderados: la mediana del índice de desgaste tiene un valor de 374 y la de aplanamiento de 1,57 (Fig. IV-34). La disimetría es de 574 y no revela nada nuevo. Hay un 2% de cantos de nulo (0-100) desgaste y un 4% ofrece un desgaste muy alto (>500). Las roturas en los elementos gruesos no son frecuentes, lo que viene a testimoniar la escasa torrencialidad que se registró durante el transporte y la acumulación del depósito.

En este caso, también, se descarta la génesis marina para esta acumulación donde todas sus características se asimilan a las de un conjunto fluvial. En definitiva, este depósito tiene un origen similar al que se emplaza 15 m por encima, aunque fueron arrastrados por una dinámica de menor energía como lo demuestran los tamaños de los cantos, más pequeños con respecto al conjunto detrítico superior.

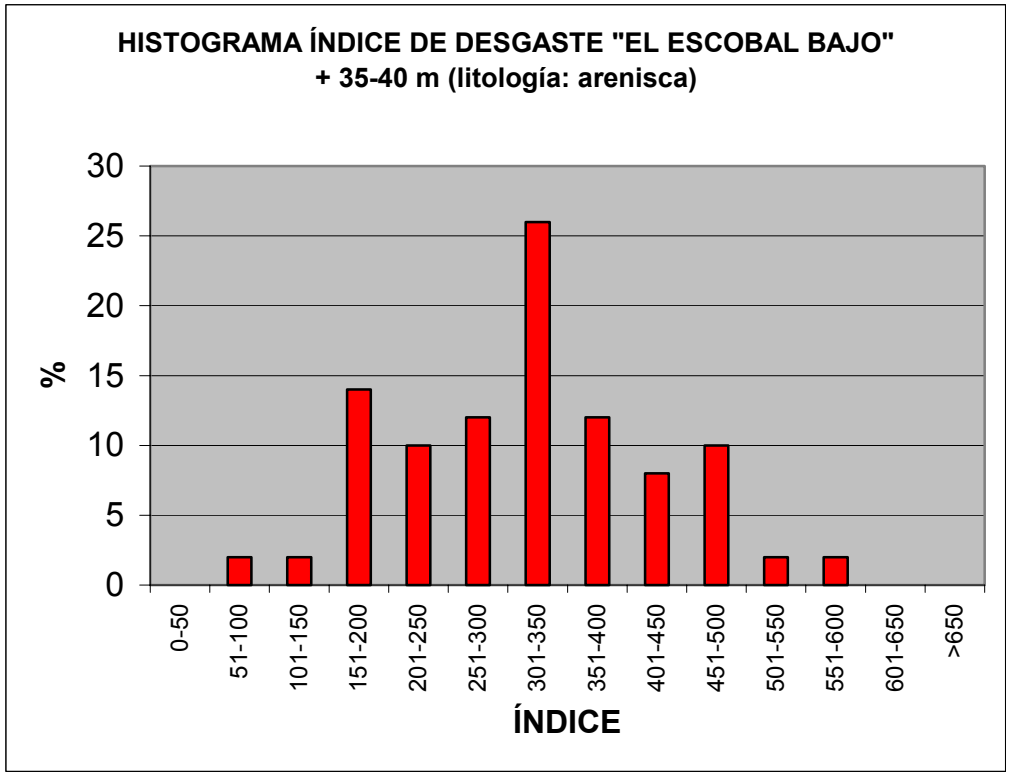


Fig. IV-33.- Histograma índice de desgaste de "El Escobal Bajo" +35-40 m (litología: arenisca).

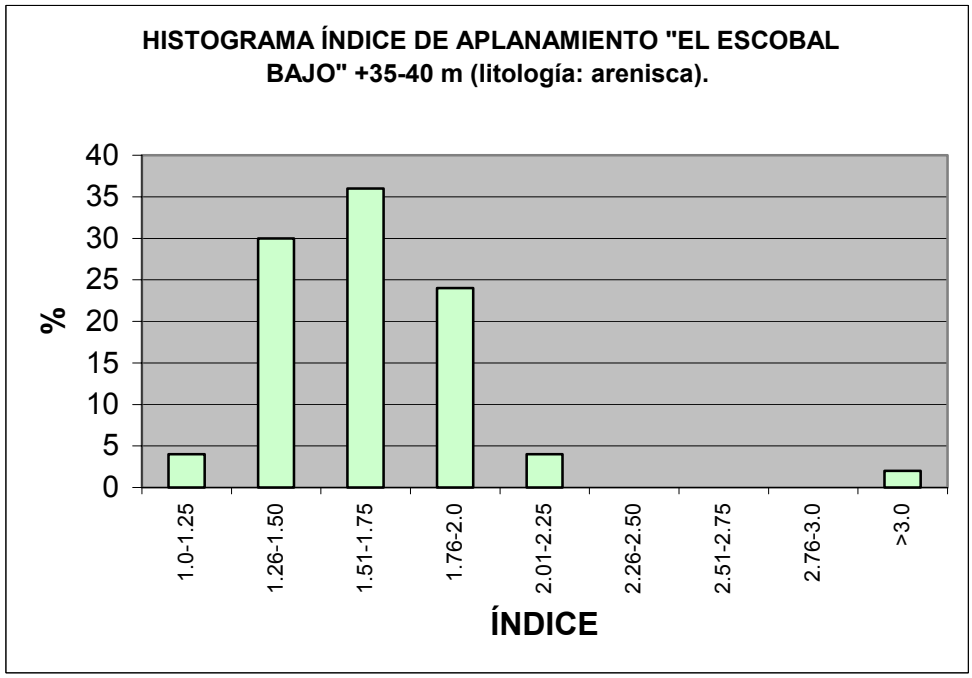


Fig. IV-34.- Histograma índice de aplanamiento de "El Escobal Bajo" +35-40 m (litología: arenisca).

d).- "*El Cabezón*" (Nº 8 en Fig. IV-12) + 50-54 m:

Este depósito se localiza en la margen izquierda del estuario y a idéntica latitud de la "La Penera" y "El Escobal". Está muy alterado por las praderías y por las construcciones de viviendas efectuadas recientemente. Era un depósito poco potente y casi desaparecido en la actualidad.

e).– Conjunto de acumulaciones discontinuas de Mogro (Nº 6 en Fig. IV-12):

Como se puede apreciar en la cartografía y en el corte geomorfológico adjunto (Fig. IV-35), estos depósitos se disponen entre los 40-50 m y se apoyan sobre las arcillas y limos albienses. El del "*Barco*" (Fig. IV-11), como se comentó con anterioridad, fue equiparado por Moñino (1986) a un nivel de "Rasa", posible continuación de la terraza marina de Liencres por él estudiado y sito a la misma altura y que no ha podido ser localizado en esta investigación.

Este depósito es, en apariencia, el más potente de los tres que constituían, en el pasado, un solo conjunto morfológico. Quizás por su cercanía a la costa y disponerse de modo subparalelo a la rasa de "Las Lanchas" podría ser un depósito marino. Pero existen diferentes razones para descartar este hecho como se verá con posterioridad (ver apartado 4.6).

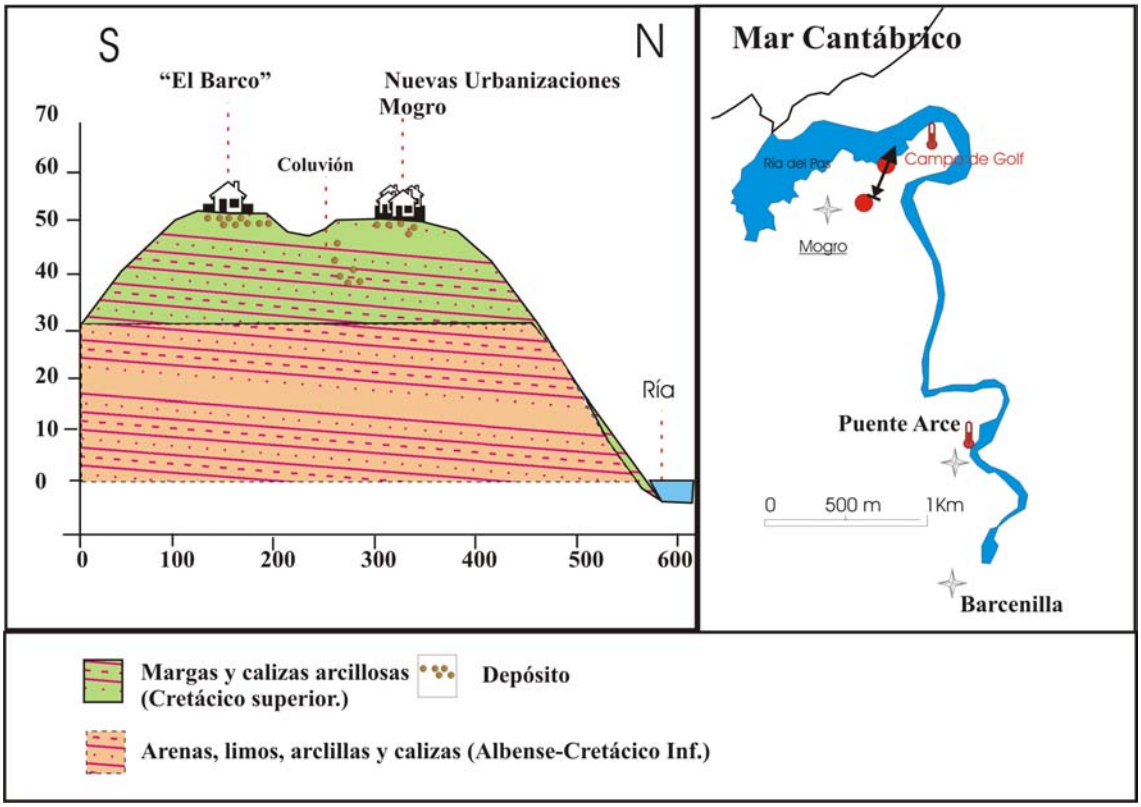


Fig. IV-35.- Perfil geomorfológico en la margen occidental de la "Ría de Mogro" y posición de sus depósitos discontinuos.

Fig. IV-36.- Depósito de "*El Barco*". Se aprecia un alto grado de alteración y la inexistencia de un talud suficiente para posibilitar su análisis sedimentológico.

4.5.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS GRUESAS EMPLAZADAS EN LAS PROXIMIDADES DE LA BOCANA DEL ESTUARIO ENTRE + 32 M Y +7-10 M:

Se describirán y analizarán en este apartado, un conjunto de acumulaciones, con problemas de interpretación genética muy semejantes a las anteriores ubicadas en ambas márgenes del seno del estuario, pero emplazadas a cotas más bajas.

a).- "Cerro Oculto" +32 m (Nº 5, En Fig. IV-12):

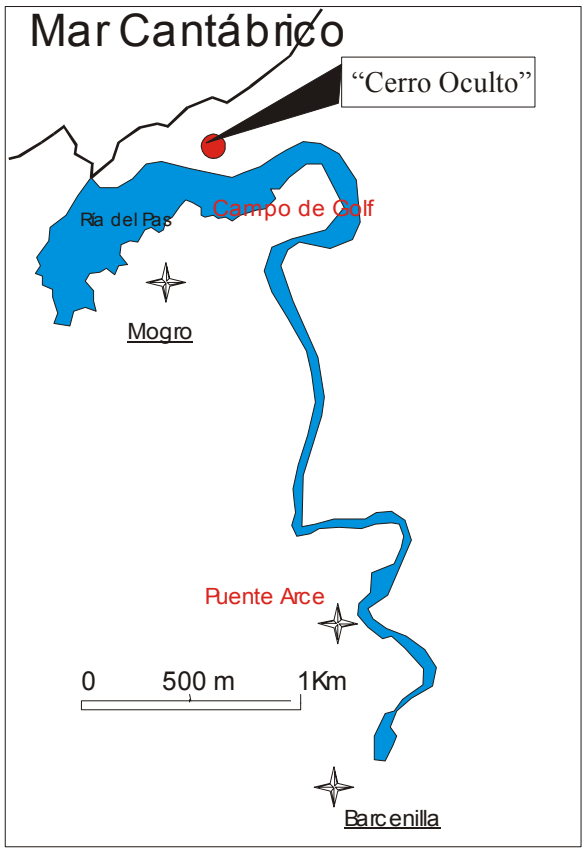


Fig. IV-37.- Situación del "*Cerro Oculto*" en el estuario del Pas.

Este depósito (Fig. IV-37) se encuentra coronando un cerro casi totalmente fosilizado por las arenas del sistema dunar de Liencres, en la margen derecha del estuario. Se emplaza a escasamente 500 m de la desembocadura y a unos 100 m de la línea de playa. Se le ha denominado "oculto" al no ser apreciable en la fotografía aérea, debido a que sus materiales detríticos se hallaban fosilizados completamente por las arenas dunares. En los años setenta, su explotación como áridos puso a la luz algunos retazos constituidos por las gravas y cantos de este conjunto.

Fig. IV-38.- Foto superior: El camino que surca el techo de un pequeño cerro, descubre el afloramiento del depósito del "*Cerro Oculto*" (+32 m) en el corazón del sistema dunar de Liencres. Fotos inferiores: detalle de la acumulación en su flanco meridional. Se puede apreciar la dominancia de las gravas y cantos de arenisca mesozoicas.

Morfológicamente se asocia a un "relieve aluvial invertido" y su techo se eleva hasta una treintena de metros (+32 m) por encima de las playas actuales localizadas en sus inmediaciones. Su potencia visible es de unos 10 m y existen abundantes cantos rubefactados (12%). La matriz está intensamente contaminada por el lavado vertical procedente de las arenas de duna y son de naturaleza areno-limosa. Las texturas son del tipo "*clast-supported*" y no presenta estructuras sedimentarias organizadas.

La granulometría ofrece unos valores sensiblemente distintos a los depósitos vistos con anterioridad (Fig. IV-39). Existe un elevado porcentaje (46%) de cantos grandes (superiores a 120 mm). El centilo sobrepasa el tamaño de bloques pequeños (500 mm) y la mediana es 110 mm. Respecto a la litología, señalar que, prácticamente, todos los aluviones coinciden con arenisca (99%), exceptuando alguna cuarcita (1%).

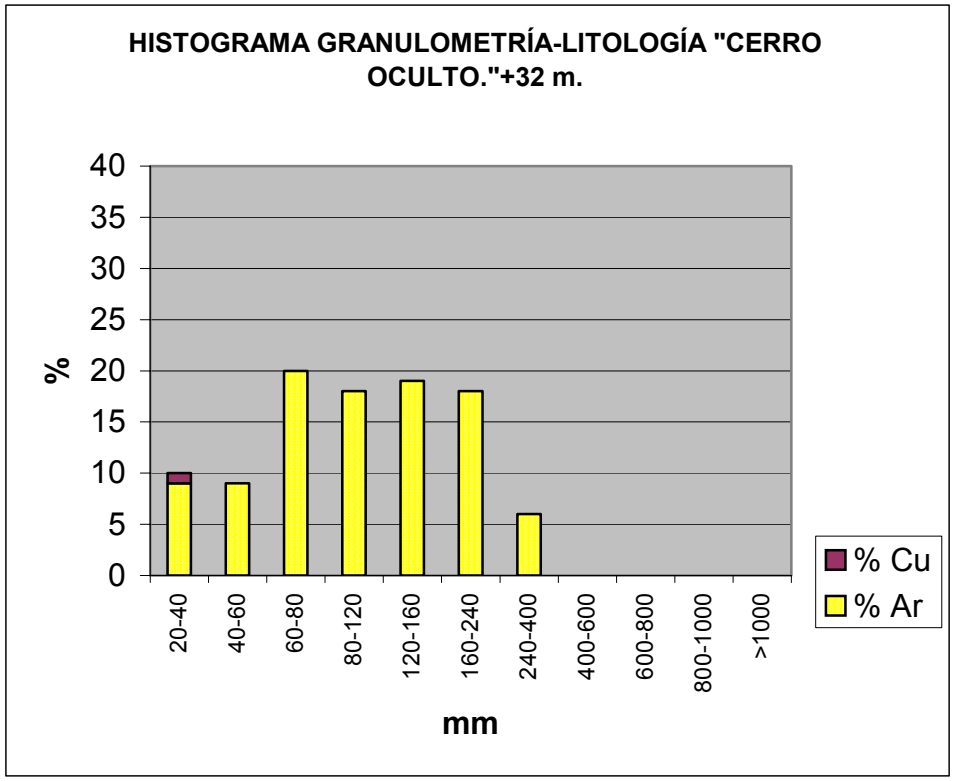


Fig. IV-39.- Histograma granulometría-litología del "*Cerro Oculto*" +32m.

En la morfometría (Fig. IV-40), el valor de desgaste es relativamente alto (la mediana del índice es de 326) aunque hay que tener en cuenta la presencia de un alto número de cantos rotos (14%). Un 2% de los cantos son del tipo no desgastados (0-100) y un 8% se incluyen en la categoría de muy accionados (> 500). Los cantos, además de contornos bastante redondeados, ofrecen una forma relativamente esférica, como se refleja en el valor del índice de aplanamiento -1,47- (Fig. IV-41) y el de disimetría es muy moderado (578).

Como conclusión, a pesar de su posición cercana al mar y la existencia de cantos relativamente grandes, el depósito es de génesis continental con un alto índice de torrencialidad y muy semejante a los analizados a mayor altura.

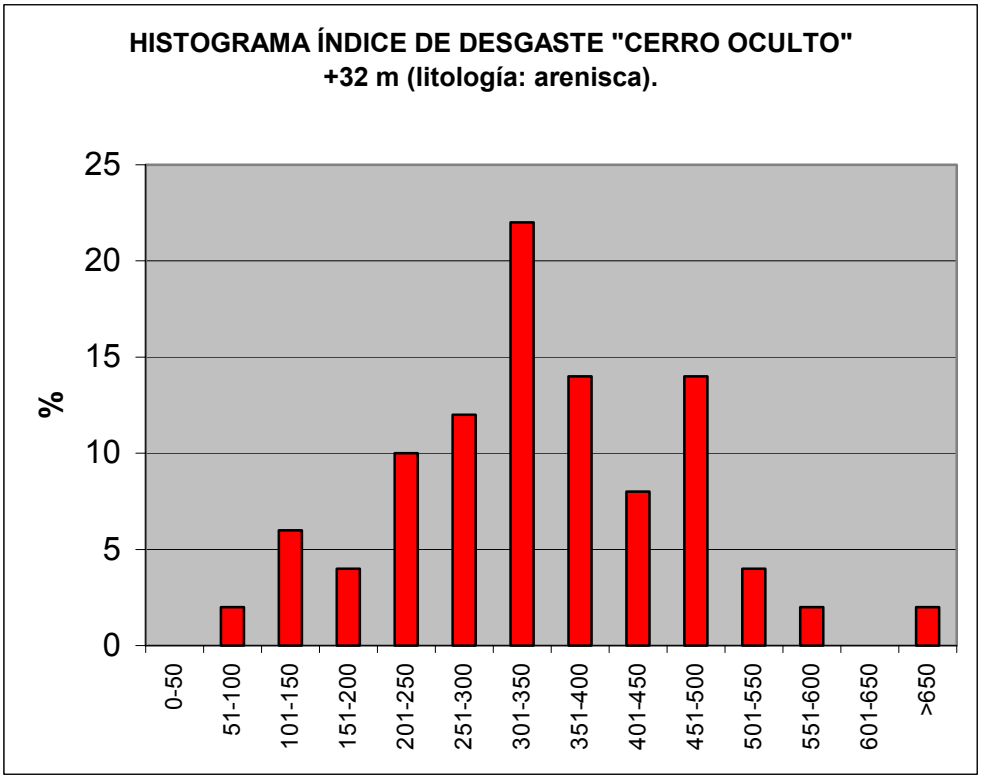


Fig. IV-40.- Histograma índice de desgaste del "*Cerro Oculto*" +32m (litología: arenisca).

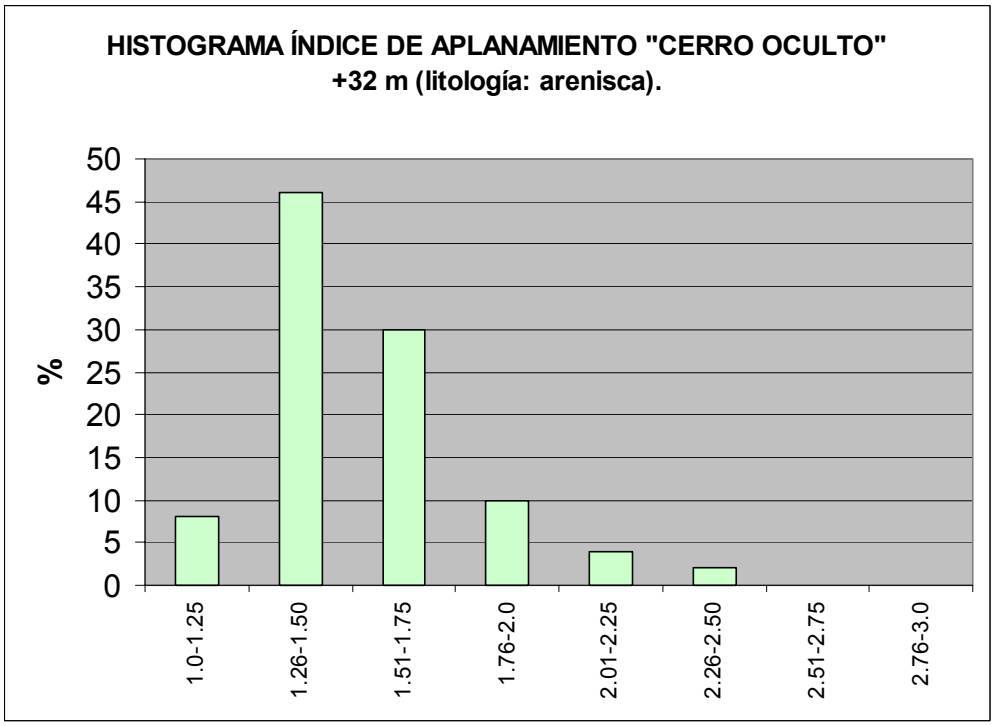


Fig. IV-41.- Histograma índice de aplanamiento del "*Cerro Oculto*" +32m (litología: arenisca).

b).- <u>Los "depósitos + 7 -10 m de Liencres" (nº 4, en Fig. IV-12):</u>

Existen dos acumulaciones detríticas en el sistema dunar de Liencres situadas a unos 6 -7 m de altura. Una de ellas, se emplaza en las inmediaciones de la denominada Playa de de Canallave en su sector occidental (Depósito que llamaremos "*Liencres-2*"). La otra ("*Liencres-1*"), se encuentra inmersa en el campo dunar a la altura de la vaguada antrópica abierta hace unos 30-40 años para la extracción de arenas y sobre la que avanza la duna que, en un capítulo posterior, llamaremos "lingüiforme". Ambos depósitos fueron interpretados en los años "80" como depósitos de "paleoplayas". La analítica de gravas que se expondrá a continuación sólo se efectuó al depósito "*Liencres-2*" (Fig. IV-42 y IV-43) al ser la única que no había sido alterada por la acción humana. "*Liencres-1*", (Fig. IV-46) por su lado, apenas le quedan restos detríticos "in situ".

Respecto a "*Liencres-1*", cabe destacar que también se encuentra fosilizada por las arenas del sistema dunar. La cota altimétrica de su muro y techo es, respectivamente, de unos 7-10 m y el espesor del depósito es de unos 2-3 m, no siendo descartable de que parte de los materiales procedan de algún coluvionamiento próximo. El conjunto se dispone colgado sobre una cala actual lo que, en principio y debido a su posición geomorfológica, hicieron pensar en la posibilidad de que sus materiales pudieran corresponder a una "paleoplaya" colgada. El resto del afloramiento ha quedado parcialmente destruido por la instalación de un aparcamiento para los visitantes del Parque.

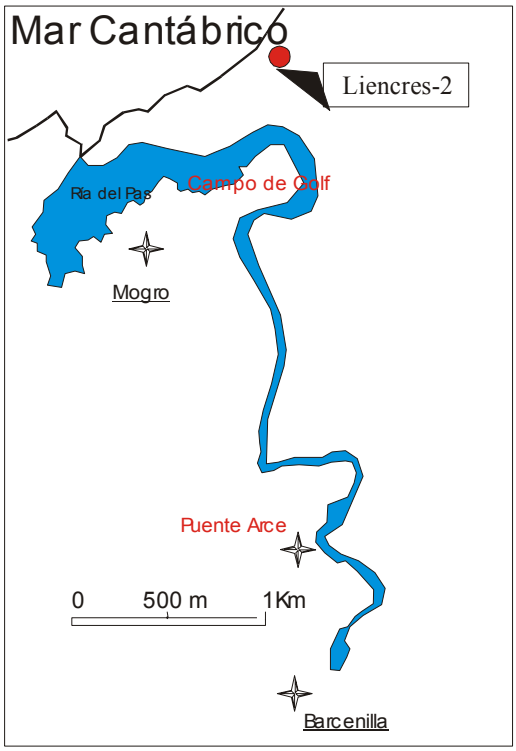


Fig. IV-42.- Situación del depósito de "*Liencres-2*".

Respecto a la litología, destacar una vez más que todos los cantos eran de naturaleza areniscosa. Estos, yacen con una disposición caótica sobre la matriz arcillosa y arenosa del substrato Cretácico.

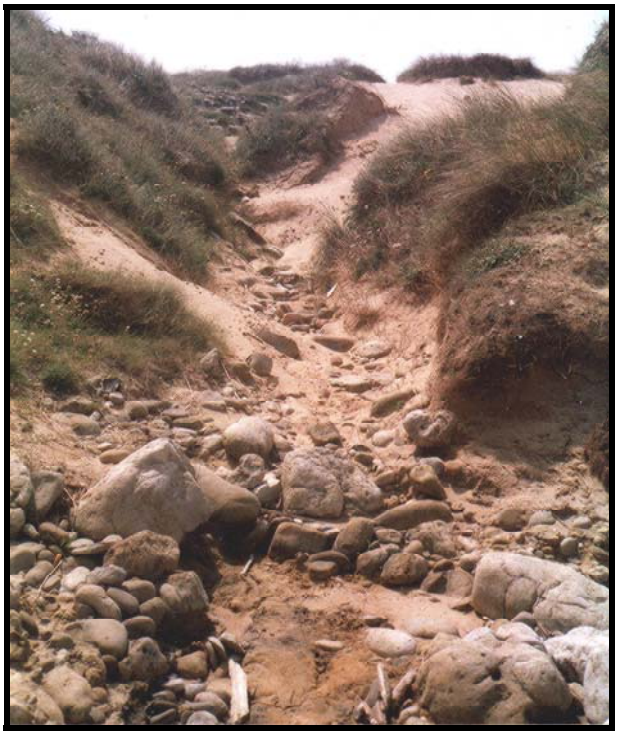


Fig. IV-43.- Posición del depósito de "*Liencres-2*", "supuesta" paleoplaya colgada. Se aprecia como la erosión hace caer los cantos del depósito antiguo hasta la playa actual, situada en primer plano.

Sin embargo, sí se tomaron muestras para un análisis morfométrico a realizar en el laboratorio. La mediana del índice de desgaste ofrece un valor bastante moderado (Md Id = 353). Los cantos de bajo desgaste (<100) eran inexistentes (Fig. IV-44) mientras que los de alto desgaste (>500) no superaban el 4%. Hay un número elevado de cantos rotos (10%), posiblemente, debido a la acción torrencial que ocasionó la génesis del depósito. El valor de la mediana del índice de aplanamiento (Md Ia = 1,39), evidencia cantos bastante esféricos y poco aplanados (Fig. IV-45).

Si recordamos las características sedimentológicas de las muestras analizadas por Moñino (1986), hay que apuntar que de su contraste con estas se desprenden nítidas diferencias en su morfometría. En aquel estudio, los valores de aplanamiento eran mucho mas elevados y superaban el umbral de 2. Los motivos de estas diferencias son desconocidos, pues la ubicación es exactamente la misma. Sólo cabe suponer que, por la acción humana, haya podido hacer desaparecer parte del depósito y que tuviera en ese caso elementos con características distintas. Es decir, a la vista de los resultados, este depósito no puede ser considerado marino, como expuso Moñino (1986) y tiene más un aspecto fluvio-torrencial.

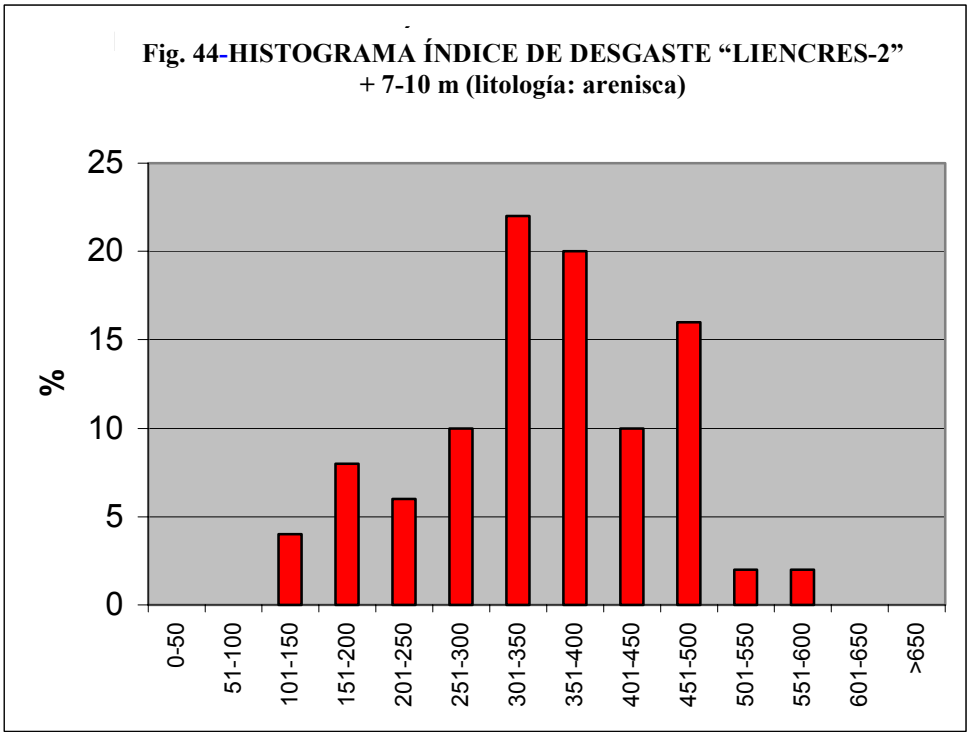


Fig. IV-44.- Histograma índice de desgaste de "Liencres-2" +7-10 m (litología: arenisca).

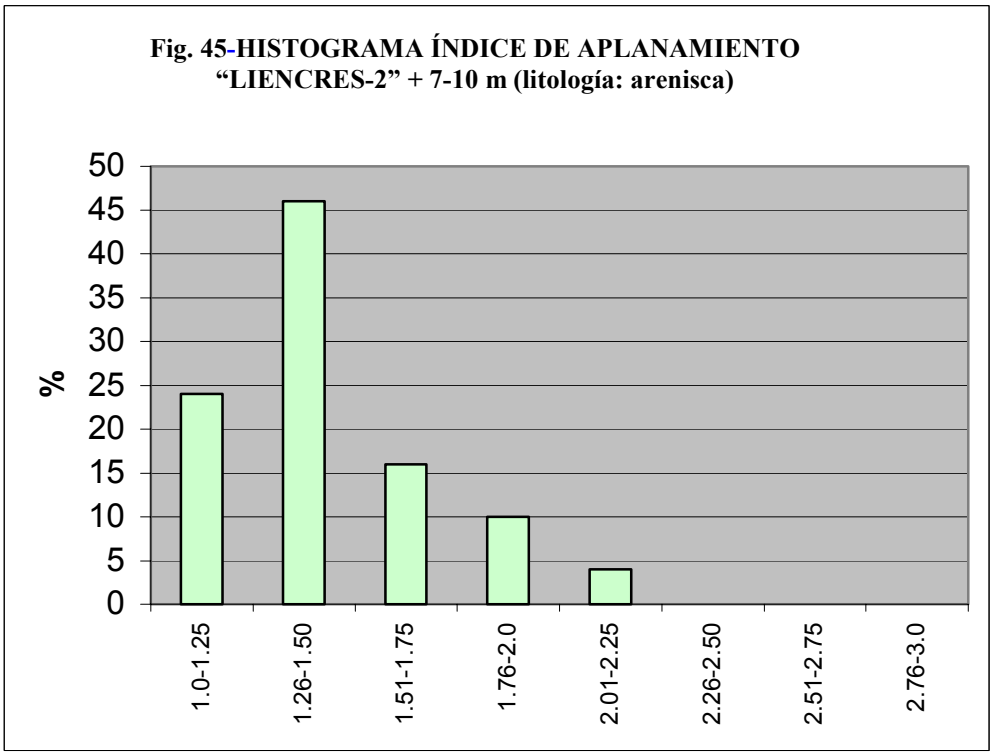


Fig. IV-45.- Histograma índice de aplanamiento de Liencres-2 +7-10 m (litología: arenisca).

Por otro lado, como se ha dicho con anterioridad y, asimiladas al nivel de "*Liencres-2*", se han localizado otros depósitos detríticos ubicados a unos 350 m del mismo (Nº 4a en Fig. IV-12 y Fig. IV-46). Por su cota altimétrica y similitud en rasgos se podría pensar que se trata de la misma, pero tiene el inconveniente de que sus materiales han sido muy alterados por el hombre (extracción de arenas -Fig. IV-47- y la adecuación de un camino y un aparcamiento).

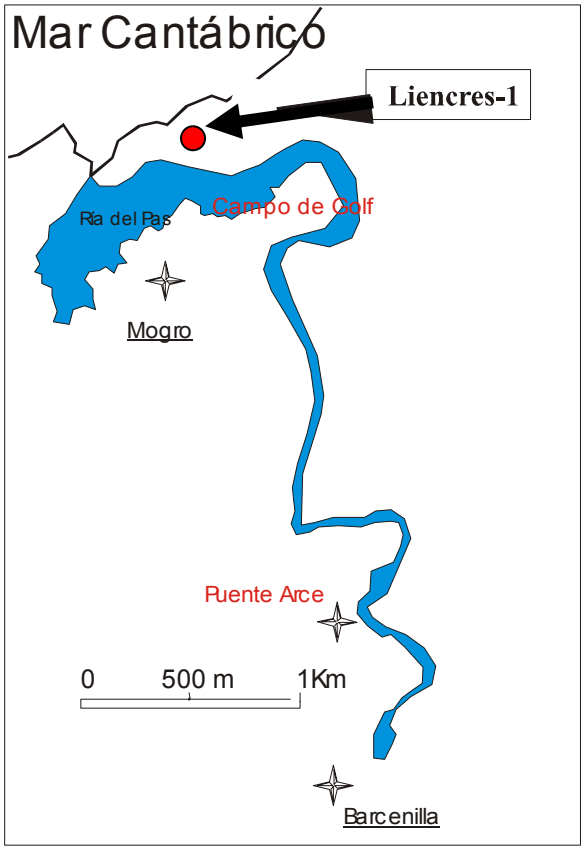


Fig. IV-46.- Situación del depósito de "*Liencres-1*".

Sea el mismo depósito u otra acumulación distinta, la génesis fue idéntica. Estando a la misma altura, si este nivel (dado como paleoplaya), hubiera sido generado por el mar, la acumulación de "*Liencres-2*" también lo sería, pero ya vimos que no era así.

Fig. IV-47.- Vaguada producida por la antigua extracción de arenas para áridos. La flecha indica el lugar donde se encuentra el Depósito de "Liencres-1".

c).- <u>Depósito de "*point-bar*" de "*Puente Arce*"</u> +7-10 **<u>m (Número 10 en Fig. IV-12):</u>**

Es un depósito de claro origen fluvial y se emplaza (Fig. IV-48) en el interior del meandro que describe el trazado del río en la localidad de Puente Arce aguas arriba de la falla que lleva este mismo nombre. Su "techo" altimétrico es de +10 m y tiene un espesor de 5 m (Fig. IV-49). El substrato no es visible.

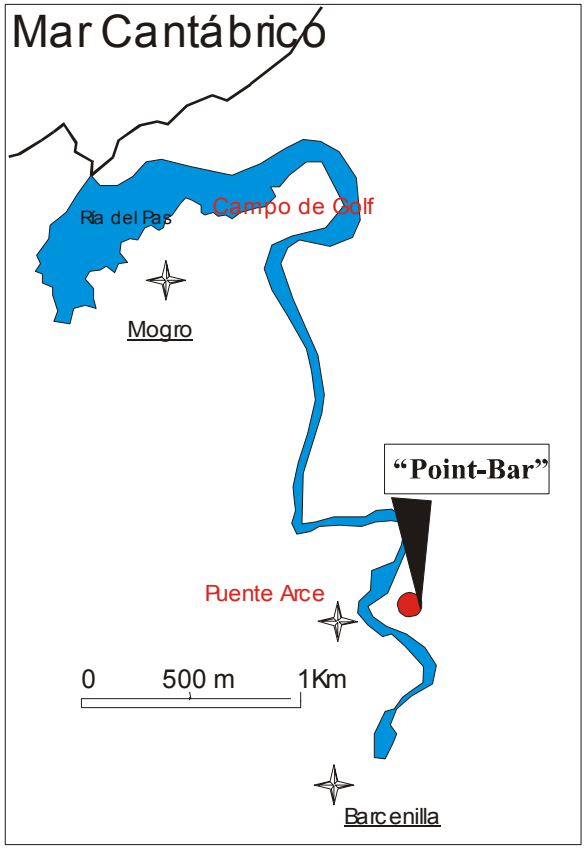


Fig. IV-48.- Emplazamiento del depósito +7-10 m de "*point-bar*" en las inmediaciones de Puente Arce.

Fig. IV-49.- Vista del depósito +7-10 m de meandro ("*point-bar*") de Puente Arce. Al fondo se sitúa el estuario a escasamente 100 m.

Los cantos y gravas se insertan en una matriz arcillosa de naturaleza edifica. Las texturas son de *"clast-supported"* y los cantos se disponen de forma caótica. Respecto a la granulometría (Fig. IV-50), dominan los cantos medianos (60-120 mm), con más del 50% del total. La mediana es de 100 mm y el centilo es 500 mm. En lo que respecta a la litología, hay que decir una vez más, que todas las gravas estudiadas pertenecen al grupo de las areniscas (Fig. IV-51).

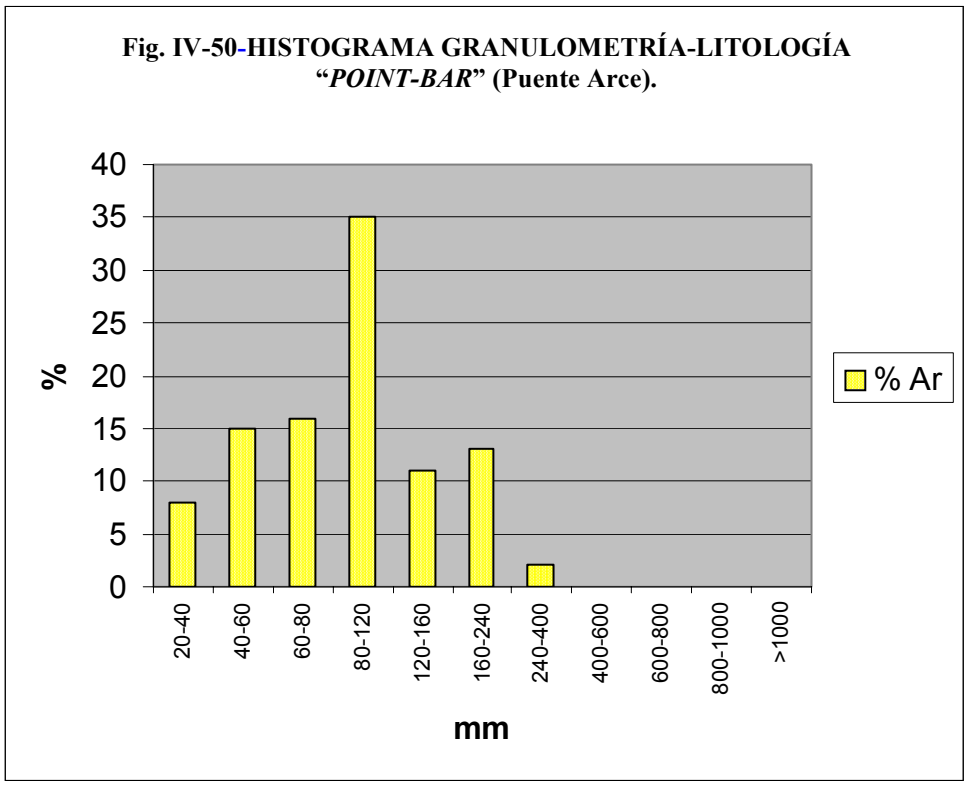


Fig. IV-50.- Histograma granulometría-litología "*point-bar*" (Puente Arce).

En la morfometría, el valor la mediana del índice de desgaste (Fig. IV-51) es muy moderado (Md Id=333). El porcentaje de cantos con nulo desgaste (0-100) es de un 2%, mientras que los de alto desgaste (>500) es de un 10%. No se han detectado roturas, lo que indica que es un depósito acumulado bajo un régimen de caudal de escasa violencia. El histograma de aplanamiento (Fig. IV-52) es unimodal con el máximo situado entre 1.76 y 2.00, y siendo el valor de su mediana de 1,61.

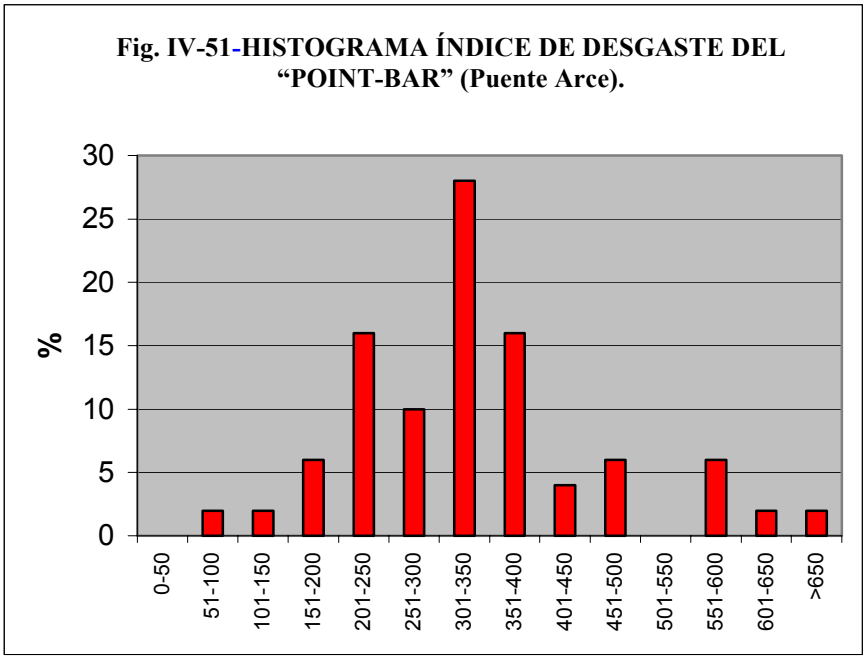


Fig. IV-51.- Histograma índice de desgaste del "*point-bar*" (Puente Arce).

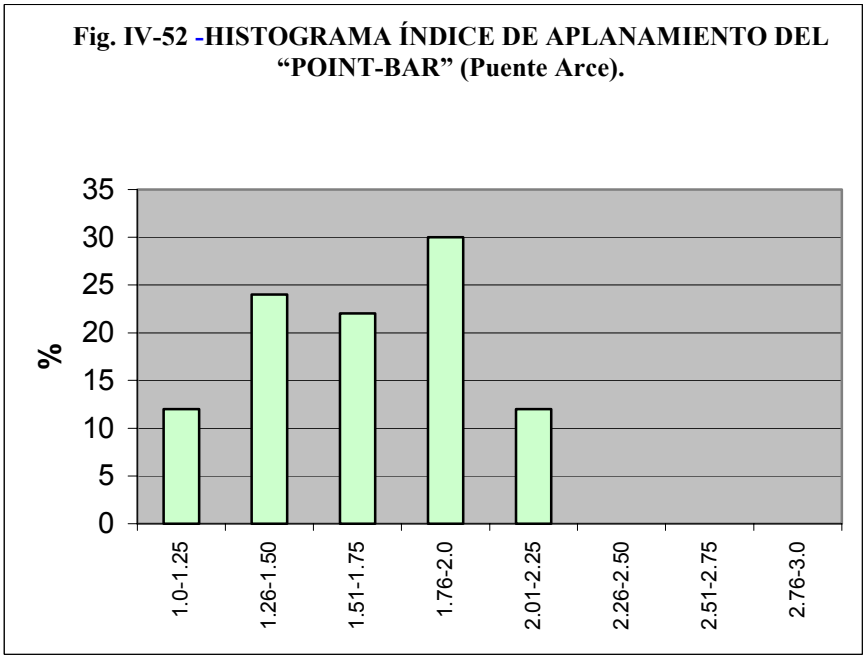


Fig. IV-52.- Histograma índice de aplanamiento del "*point-bar*" (Puente Arce).

4.6- SÍNTESIS DE LAS CONSIDERACIONES GEOMORFOLÓGICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS QUE OFRECEN LOS DEPÓSITOS SITOS EN EL ESTUARIO DEL PAS.

Los depósitos estudiados ofrecen las siguientes características geomorfológicas:

- Se reparten por ambas vertientes del estuario, aparentemente de forma aleatoria.

- Sin embargo, su posición altitudinal desciende hacia aguas abajo: los depósitos más elevados se sitúan en las proximidades de la "Falla de Puente Arce" y los más bajos se ubican en las proximidades de la bocana del estuario.

- En ocasiones, depósitos emplazados a la misma cota altimétrica aparecen separados por una escasa distancia (500 m), en dirección norte-sur.

- Todos los niveles detríticos estudiados se disponen de modo escalonado en el estuario apareciendo en su muro siempre el substrato geológico.

- Como ya se ha comentado y salvo excepciones, estos niveles se encuentran muy degradados, tanto por las acciones erosivas cuaternarias que los han desmantelado superficialmente como, recientemente y día a día, por la celeridad con la que avanza la caótica expansión urbanística en este sector del estuario. Allí donde se conservan, estas acumulaciones detríticas se asocian a superficies de escasa extensión o coronan cerros bien destacados en el paisaje de la "Ría de Mogro". La posición de geomorfológica de estos retazos siempre se ubica muy alejada de las vertientes que delimitan los confines del estuario y por tanto, la contaminación de aportes coluvionares es prácticamente inexistente en estas formaciones.

En lo que respecta a sus estructuras sedimentarias y las características sedimentológicas de sus fragmentos detríticos, hay que señalar:

- Aunque sus techos aparecen siempre erosionados, llama poderosamente la atención la simplicidad de sus secuencias verticales: los materiales que componen estas formaciones no se interestratifican con ningún otro conjunto sedimentario. Se trata, pues, de depósitos pertenecientes a un sólo evento genético y ofrecen hacia el techo ciertas tendencias grano-decrecientes.

- La matriz que envuelve a los cantos y gravas es esencialmente de naturaleza arcillosa; en muchos casos su origen es edáfico y proviene del lavado del suelo que recubrió estas acumulaciones y hoy, casi totalmente, desmantelado por la erosión. Hay que señalar la ausencia de restos faunísticos en la matriz, que hubieran permitido identificar el posible origen continental o marino de estos depósitos.

- Sus espesores son, en general, muy moderados (< 5m) alcanzando excepcionalmente los 12-15 m.

- Predominan las estructuras con elementos caóticamente dispuestos y facies del tipo "*Gm*" o "*Gms*" (MIALL, 1984). Con estas circunstancias, están ausentes los cantos con ejes imbricados, tan típicos en los cordones de materiales gruesos litorales.

- Atendiendo a su granulometría, sus elementos son muy heterométricos predominando casi siempre los materiales de tamaño "canto mediano" (60-120 mm). Igualmente, todas las acumulaciones ofrecen testigos de "bloques pequeños" (>240 mm).

- Por el contrario, muestran una acentuada homogeneidad litológica: la arenisca silícea es el material casi exclusivo. En muy pocos casos se han encontrado otras petrografías. De existir estas últimas, son las cuarcitas las que se advierten pero siempre en tamaños pequeños (20-30 mm). Ciertamente, esta homogeneidad no deja de resultar extraña, a la vista de la diversidad litológica de los substratos geológicos que afloran en este ámbito litoral donde desemboca el valle del Pas.

- Morfométricamente, las gravas y cantos que componen estas acumulaciones ofrecen formas esféricas o semiesféricas. Presentan, por tanto, un alto desgaste y un bajo aplanamiento. No obstante, en algunos depósitos existe una notable representación de elementos fragmentados donde la rotura de las aristas ha tenido lugar durante el proceso de transporte del material.

- Como síntesis, se puede advertir la enorme similitud que, en lo que respecta a sus características sedimentológicas, ofrecen todos los depósitos colgados sobre el estuario cuando son comparados con el depósito fluvial de tipo "*point-bar*" situado en el meandro de Puente Arce. En efecto, el examen de las peculiaridades de su fracción gruesa (Tabla IV-IV) y la ausencia de imbricación sugiere para todos ellos un origen fluvial vinculado a fuertes pulsaciones de corriente en detrimento de la génesis marina apuntada en estudios anteriores. De igual modo, estas acumulaciones colgadas sobre el estuario difieren sensiblemente, sobre todo a nivel estructural y litológico, de los cordones de cantos dispuestos actualmente en la orilla del mar en los parajes cercanos al estuario.

CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS, LITOLÓGICAS Y MORFOMÉTRICAS DE LA FRACCIÓN GRUESA DE LOS DEPÓSITOS EMPLAZADOS EN LAS MÁRGENES DEL ESTUARIO DEL PAS.

GRANULOMETRÍA	Dep. +65-70 m "Cutíos"	Dep. +55-60 m "Escobal Alto"	Dep. +35-40 m "Escobal Bajo"	Dep. +32 m "Cerro Oculto"	Dep. +7-10 m "Liencres -2"	Dep. +7-10 m "Point-bar"
Md mm	100	80	80	110	95	100
Centilo mm	450	350	340	500	450	500
20 - 60	22%	40%	27%	19%	22%	23%
60 -120	47%	46%	48%	38%	47%	51%
120 - 240	29%	13%	24%	37%	29%	24%
240 - 400	2%	1%	1%	6%	2%	2%
> 400	-	-	-	-	-	-
COMPOSICIÓN LITOLÓGICA GLOBAL	% Ar 99 % Cu 1 % Ca -	% Ar 97 % Cu 1 % Ca 2	% Ar 98 % Cu 2 % Ca -	% Ar 99 % Cu 1 % Ca -	% Ar 99 % Cu 1 % Ca -	% Ar 100 % Cu - % Ca -
MORFOMETRÍA						
MD ID	233	356	348	323	353	333
% < 100	2	2	2	2	0	2
% > 250	44	84	72	78	82	74
% > 500	6	21	4	8	4	10
MÁXIMO	151-200	301-350	301-350 451-500	301-350 451-500	301-350 451-500	301-350 451-500
% <1.50	42	39	34	54	70	36
% > 2.50	2	2	2	0	0	0
MÁXIMO	1.50-1.75	1.26-1.50	1.51-1.76	1.26-1.50	1.26-1.50	1.76-2.00
MS - ID	541	533	574	573	560	577

TABLA. IV-IV.- Características granulométricas, litológicas y morfométricas de la fracción gruesa de los depósitos emplazados en las márgenes del estuario del Pas.

A modo de contraste, hechos muy semejantes a los que hemos establecido en el estuario del Pas, pueden advertirse algo más al oeste. Concretamente en la Ría de San Martín de la Arena, no lejos de la confluencia y desembocadura de los ríos Saja y Besaya. En efecto, en su margen derecha hemos localizado acumulaciones detríticas fluviales (Fig. IV-53) emplazadas a las siguientes cotas:

Fig. IV-53.- Acumulaciones del "*Huevo Frito*" (+7-10m): A) Lapiaces y paleokarst sobre el que se emplaza la acumulación de cantos; B) proceso de karstificación; C) Acumulación de cantos fluviales; Depósito de la "*Punta del Caballo*" (+25-35 m): D) y E) vistas de la acumulación; F) acantilado sobre el que se asienta la acumulación; Terrazas fluviales del Besaya: G) T+ 25-40 m en el Barrio San Pedro (*Polanco*); H) T+7-10 m entre Requejada y Cudón.

- T_3 +50-60 m: presenta una cubierta detrítica de escaso espesor (2-3 m.) que corona un pequeño relieve aluvial invertido que se localiza en el sector "El Tojal", Polanco.

- T_2 +20-42 m: ofrece un notable espesor (20-22 m.), establecido gracias a los sondeos y pozos abiertos en su superficie próxima al Barrio de San Pedro, también, en Polanco (Fig. IV-53G). Este mismo nivel vuelve a aparecer, algo más al norte en el techo de un acantilado ("Punta del Caballo") cuya cima se dispone a unos 35-40 m sobre el nivel medio del mar (Fig. IV-53D, IV-53E y IV-53F). Aquí su continuidad lateral se interrumpe bruscamente hacia el este, conforme nos alejamos de las vertientes del valle y nos adentramos en el interfluvio que separa las cuencas de Saja-Besaya y del Pas. Sus cantos y gravas no ofrecen una nítida imbricación dominante debido a que se alojan en el interior de bolsadas y colapsos de origen kárstico. Solamente a destacar que, junto a la litología areniscosa dominante, existen ciertos porcentajes de gravas y gravillas de cuarcita y cuarzo procedentes del coluvionamiento por arroyada que desciende por las laderas de los cercanos relieves ("Pico del Centinela" 99 m.) coronados por materiales de facies "Weald".

- T1 + 6-10 m: se localiza entre las poblaciones de Cudón y Requejada (Fig. IV-53H) y también se dispone, algo más al norte, en un microacantilado próximo a la Playa del "Huevo Frito" (Fig. IV-53C). Tiene un espesor de 2-5 m y fosiliza un paleokarst (Fig. IV-53: IV-53A y IV-53B) labrado sobre las calizas del Bedouliense (Cretácico inferior). Hace años, este nivel ya fue identificado, de forma acertada, como fluvial (MOÑINO, 1986). Nuevamente, la imbricación de sus cantos no es abordable, al disponerse en bolsadas de origen kárstico y ofreciendo numerosos ejes muy verticalizados al adaptarse a la irregular topografía kárstica o al haber sido removilizados por los procesos de disolución.

Todas estas acumulaciones vuelven a ofrecer, al igual que en el valle del Pas, aluviones de arenisca (80%-100%), texturas del tipo "*clast supported*" y facies "*Gms*" donde se incluyen abundantes cantos pequeños y medianos (20-120 mm.= 51%-83%), grandes (120-240 mm) y algún bloque. De igual modo, en la escasa matriz fina que aparece entre los cantos no se advierte ningún resto de bioclastos que pudieran sugerir una génesis marina. Apoyando, pues, la idea de un origen continental para estos depósitos hay que señalar que las características granulométricas, litológicas y morfométricas son muy semejantes a la de los típicos depósitos fluviales que, a pocas centenas de metros, aparecen a idéntica cota en la margen derecha del Besaya, en el sector de Requesada, aunque aquí el tamaño de los elementos es algo mayor.

En lo que se refiere a las "rasas" hay que señalar que, a pesar de haberse cartografiado extensos afloramientos de materiales marinos en la "rasa" de Liencres (I.G.M.E., 1976), no hemos podido localizar sobre ella ningún depósito de esta naturaleza. Geomorfológicamente, esta hipotética rasa, más bien, se asimila a un glacis de erosión labrado sobre materiales detríticos cretácicos, en general bastante alterados, pero que nunca pueden ser confundidos con auténticos depósitos marinos pleistocenos. También llama la atención que, a pesar de la notable antigüedad de esta planicie colgada, los perfiles de alteración desarrollados sobre ella son de espesor muy reducido y, caso de estar cubierta por alguna formación edáfica, siempre se asocia a suelos poco evolucionados, con reducida cantidad de arcilla y bajo contenido en hierro.

- Finalmente y, con la intención de descartar de modo complementario la posibilidad de un origen marino para estas acumulaciones, se va a proceder a levantar el nivel del mar, +40 m por encima del actual (Fig. IV-54), con el fin de poder contrastar la posición geomorfológica de las acumulaciones, con el hipotético trazado de la costa durante una etapa interglaciar. Se advertirá, inmediatamente, como el estuario del Pas daría cobijo a una "paleobahía" (Fig. IV-54) donde la disipación de energía del oleaje haría imposible la acumulación de materiales gruesos en algunos parajes. Así, entre las razones que descartan totalmente la posibilidad de un origen marino para estas acumulaciones, destacan:

- Sí en sus tiempos hubo una paleobahía adaptada a las elevaciones de calizas de la falla de Puente Arce (a pocos metros de "La Escobera" y "La Penera") al sur, se hace difícil pensar que existieran acumulaciones de cantos dispuestas a lo largo de 8 kilómetros de longitud en dirección S-N.

- En la hipotética situación transgresiva de +40 (Fig. IV-54) se observa cómo las líneas de concentración del oleaje –"Ortonormales"- no podrían depositar las acumulaciones de "La Penera", "Escobera" y "El Cabezón" debido a la disipación de energía que engendra su trazado divergente.

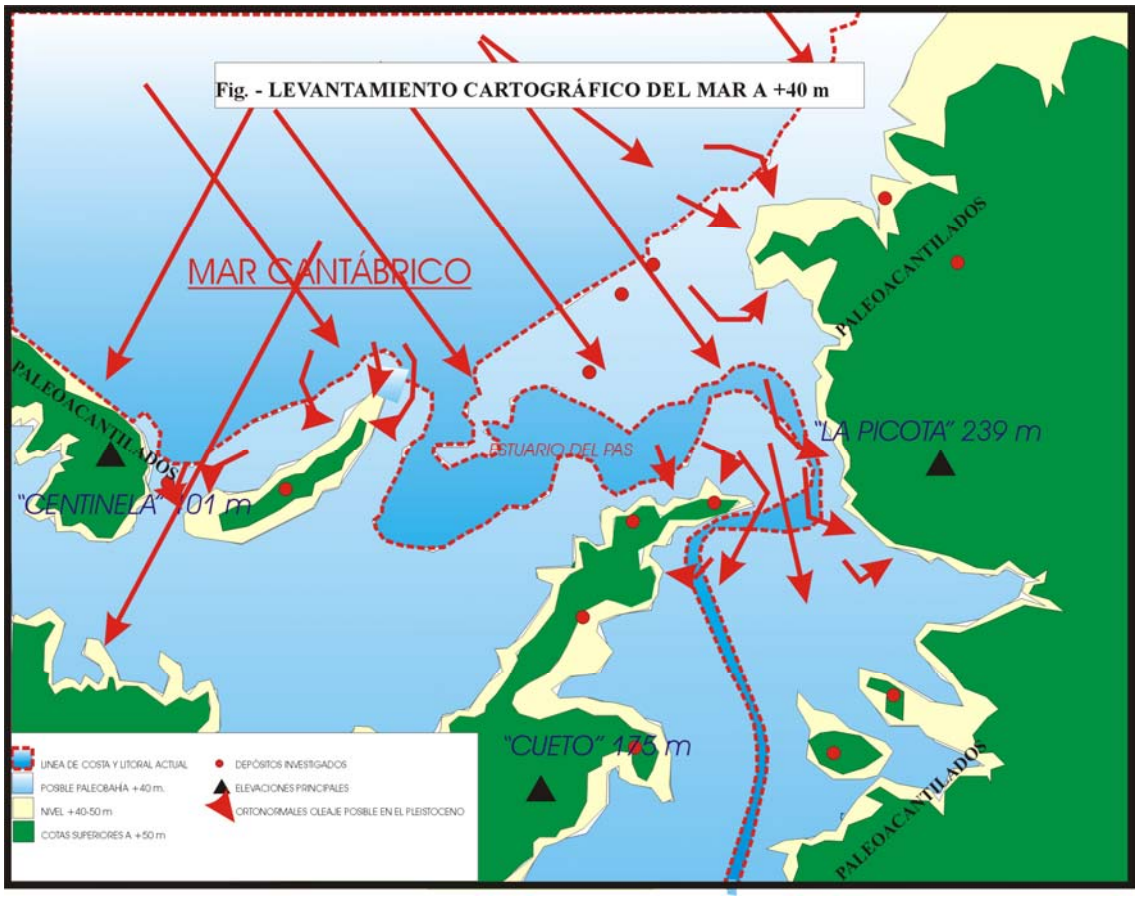


Fig. IV-54.- Levantamiento cartográfico del mar (+40 m).

Así pues, la génesis continental de los depósitos del estuario del Pas vendría avalada por diferentes parámetros:

1) Los índices morfométricos están más próximos a formaciones de tipo continental con tendencias torrenciales, que a depósitos de origen marino. No obstante estos parámetros hay que tomarlos con precaución por ser el material analizado la arenisca. En algún, caso, y cómo es lógico, es posible que hayan existido ciertos retoques en algún depósito por su cercanía a la costa, pero estos no han sido identificados con nitidez en los depósitos analizados.

2) La existencia de una ligera pendiente (Fig. IV-58) desde el +70 de "*Cutios*" hasta el "+32" del "*Cerro Oculto*". Este hecho unido a la distribución espacial de los depósitos conforman, en parte, la forma de un abanico aluvial (Fig. IV-55).

3) La única excepción sería el depósito de "*El Escobal Bajo*" (+40 m) que podría pertenecer a una terraza fluvial, por razones ya esgrimidas con anterioridad,

perteneciendo a un periodo distinto y más moderno al "*Abanico aluvial*" que denominaremos de "*Mogro*".

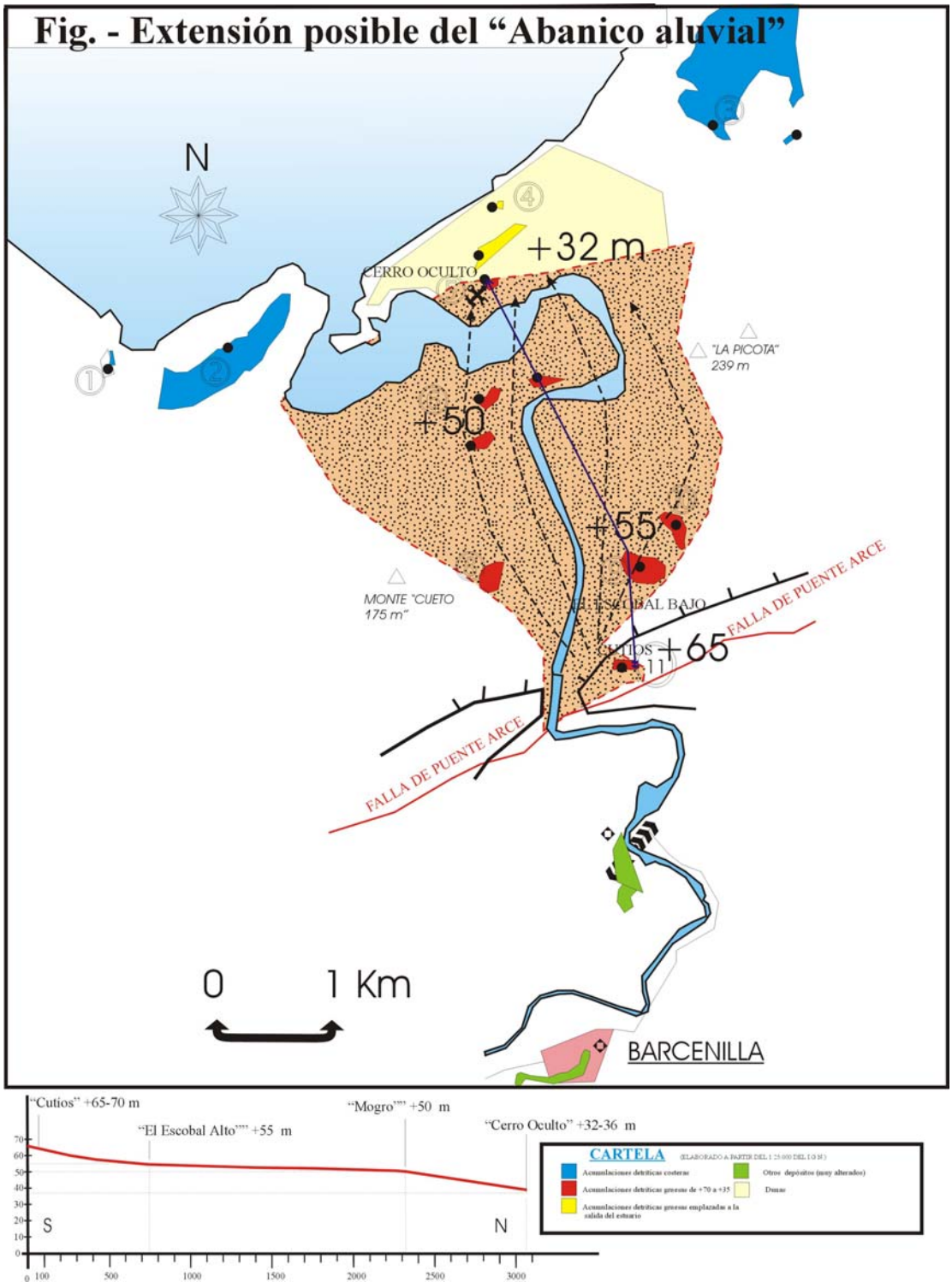


Fig. IV-55.- Posible extensión del "*Abanico aluvial de Mogro*".

4.7.- HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ESTUARIO DEL PAS EN FUNCIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS:

Con la cartografía de todas estas acumulaciones detríticas (Fig. IV-56) se pretende abordar las posibles secuencias acontecidas en la evolución desde el Pleistoceno en el estuario del Pas.

En la misma se representan tanto las formaciones relativamente recientes vinculadas al "Flandriense" (asociadas a las marismas y a algunos prados anexos fruto de la desecación de las primeras) y los depósitos de acumulación de aluviones del río Pas durante el Pleistoceno. No obstante, antes de pasar a su posible desarrollo secuencial hay que apuntar dos hechos aclaratorios.

- El primero es que, a pesar de no haberse encontrado depósitos detríticos de génesis marina en el estuario del Pas, no se descarta la presencia de algunas transgresiones identificadas con sus respectivas cotas por distintos investigadores en sectores más orientales y occidentales de la costa cantábrica. Es el caso del nivel +45 con acumulaciones detríticas encontrado entre las desembocaduras del Bidasoa y del Urumea en la Bahía de Txingudi (EDESO y UGARTE, 1990). A partir de aquí, se establecen e incorporan estos criterios a las distintas etapas sufridas por el Estuario.

- El segundo tiene que contemplar el hecho de que todos los niveles de rasa emplazados por encima de los 7 m no se disponen "in situ". En efecto al vincularse a variaciones glacioeustáticas – y dado que en caso de un deshielo total de las superficies heladas apenas supondría un ascenso del nivel del mar por encima de los 40 m - (IPCC, 2007), hay que suponer que, por encima de esta cota es la epirogénesis y la tectónica la principal responsable (RIVAS, 2000). Por ello, las representaciones incluidas a continuación no pretende dar apariencia que en los momentos transgresivos se hubiesen alcanzado estos ascensos, sino que, realmente se representa la altura donde ha sido encontrado el depósito, tomándose el mismo como testigo de un pretérito nivel de base (en especial en las Figuras IV-57 y IV-58).

Una vez establecido el mosaico geomorfológico y las cronologías relativas de los depósitos analizados, a continuación se sintetiza la secuencia temporal obtenida sobre los cambios en el estuario del Pas:

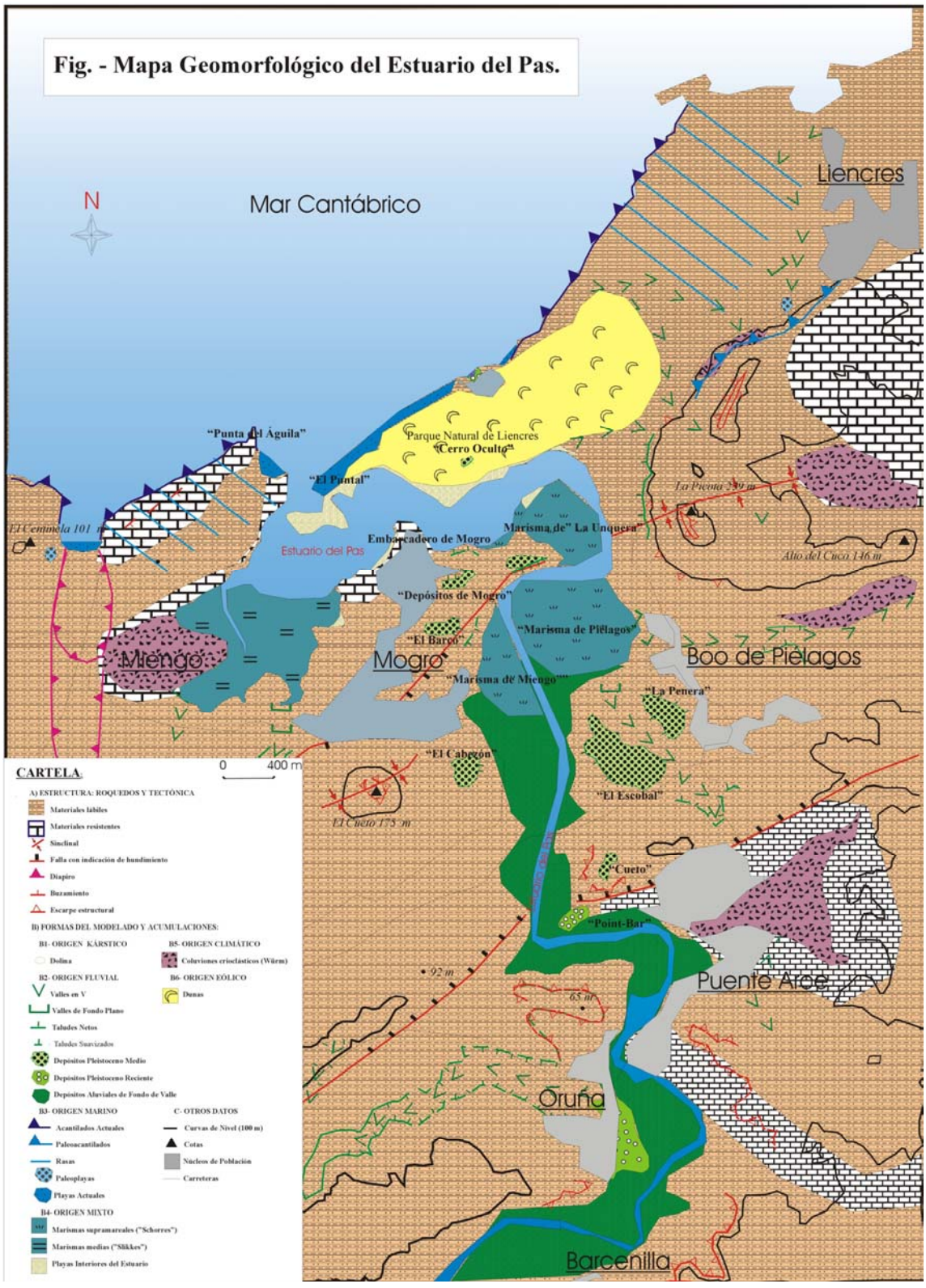


Fig. IV-56.- Mapa Geomorfológico.

1.- <u>ETAPA I</u>: *"LA TRANSGRESIÓN MÁS ANTIGUA"* (Fig. IV-57).

Los testigos de esta transgresión se reducen, lamentablemente a la forma de rasa pues el depósito localizado al pie del sinclinal colgado de San Román, debe ser descartado como original. Su posición altimétrica es de + 80 m sobre el nivel del mar actual y ésta ha sido realzada por los fenómenos isostásicos detectados en otros parajes del litoral cantábrico. No obstante, es la rasa más alta y antigua localizada en este sector. Posiblemente su edad se asocie al Pleistoceno inferior o sea, quizás, más remota coincidiendo con las rasas finiterciarias (Plioceno) que, ubicadas en posiciones altimétricas más o menos semejantes, han sido estudiadas en Asturias (MARY, 1979).

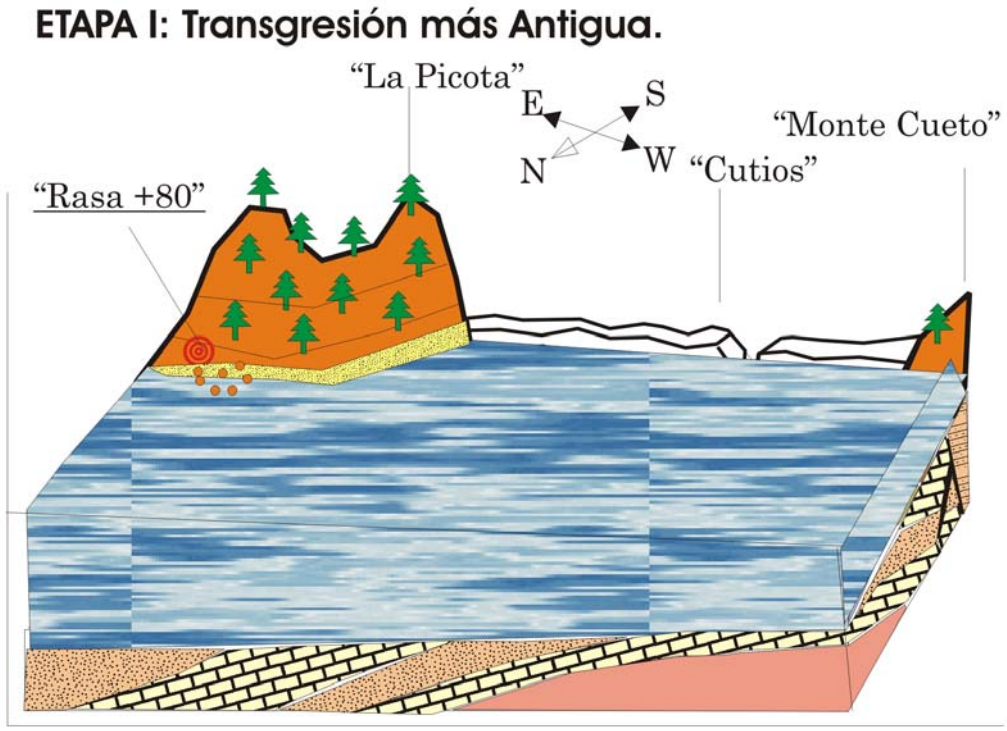


Fig. IV-57.- Etapa I

2.- ETAPA II: *"TRANSGRESIÓN DEL PLEISTOCENO MEDIO"* (Fig. IV-58).

Esta etapa ha dejado en este sector cantábrico más testigos morfológicos (superficie arrasada de "Las Lanchas") que sedimentarios. Coincide con otros retazos transgresivos detectados a alturas de 40-50 m sobre el nivel del mar actual, en otros parajes litorales del límite Galaico-Astur (ASENSIO AMOR y HERNÁNDEZ-PACHECO, 1970), de Asturias (MARY, 1979), de Cantabria (MOÑINO, 1986 y SERRANO, 2004) y, también, del País Vasco (EDESO, 1990). Tampoco las posiciones altimétricas de este nivel son originales, sino que han sido sobreelevadas por los movimientos de reajuste isostático.

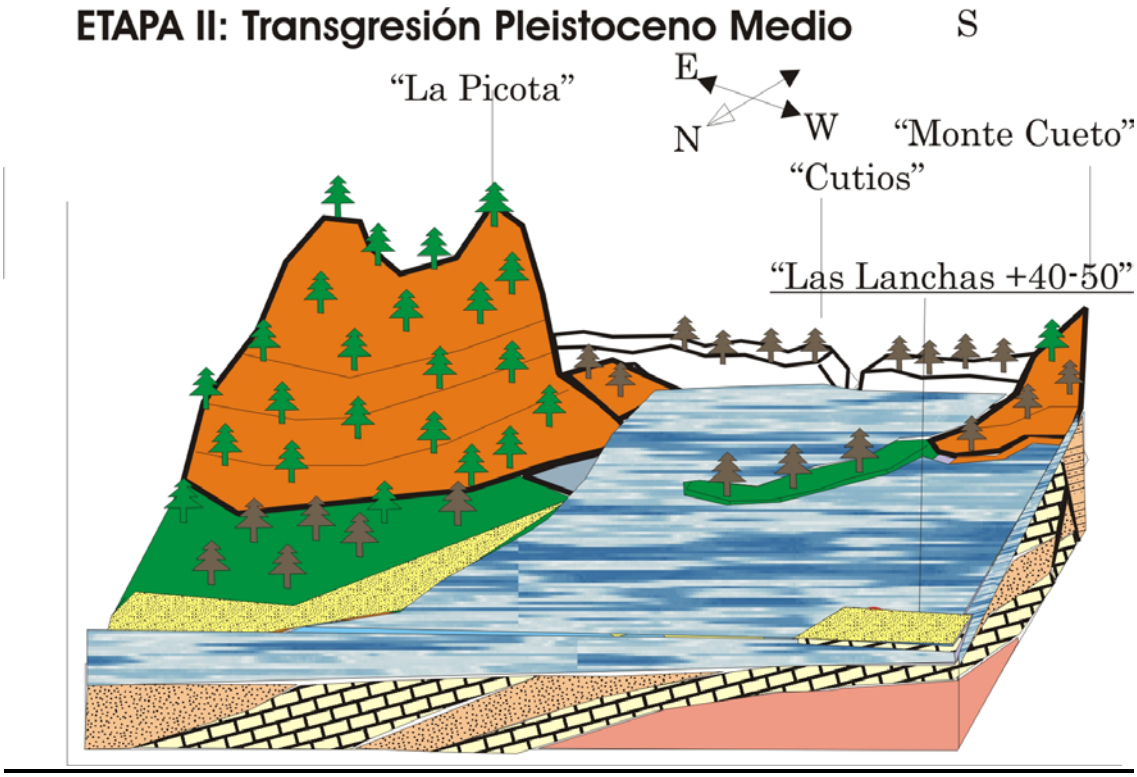


Fig. IV-58.- Etapa II

3.- ETAPA III: *"REGRESIÓN DEL PLISTOCENO MEDIO"* (Fig. IV-59).

Este intervalo de tiempo ha dejado multitud de testigos sedimentarios y todos dispuestos en los confines del Estuario. La naturaleza continental de sus aluviones es indudable e indicaría una posición del borde litoral, en aquel entonces, más alejada hacia el norte. Estos depósitos ofrecen claras características torrenciales y no muestran evidencias de retoque marino alguno. Se asociaban posiblemente a la superficie de un antiguo "abanico aluvial", hoy casi irreconocible por la erosión e incisión llevada a cabo por el Pas. Esta regresión también ha sido identificada por Serrano (2004) en la playa de Sonabia (Cantabria).

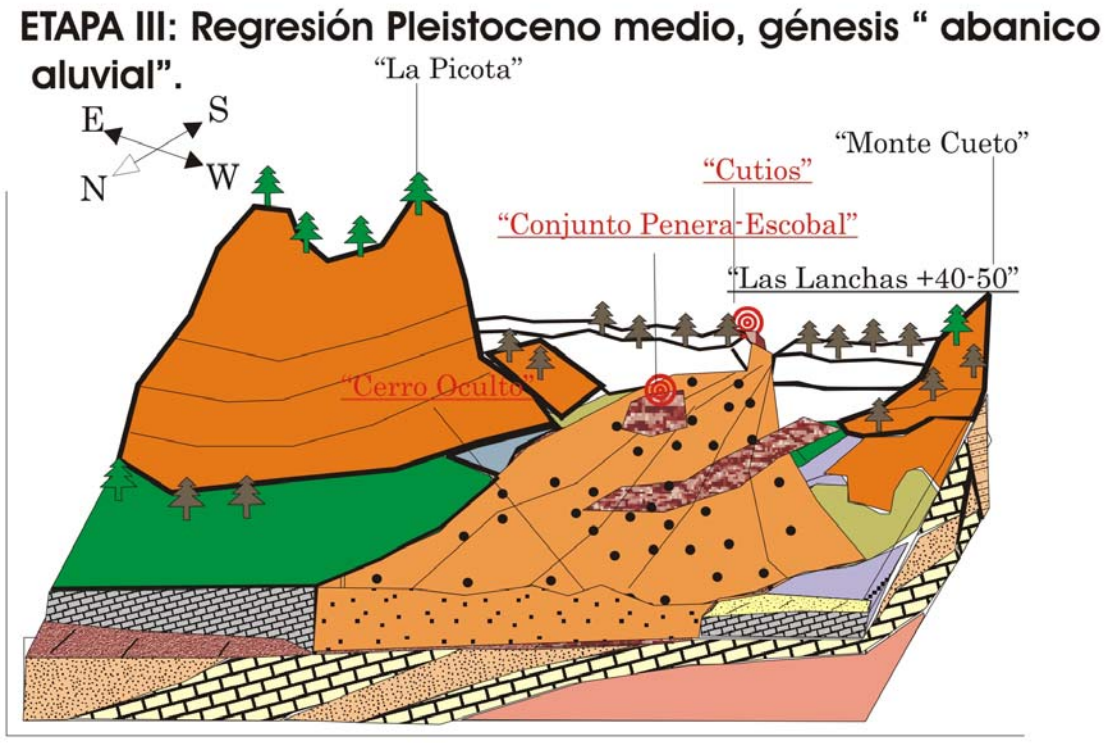


Fig. IV-59.- Etapa III

Por eso, las alturas de los depósitos de esta etapa fluctúan altimétricamente desde +60-70 m en el dominio del ápice del antiguo cono (hoy sector más interiorizado del estuario) y + 45-50 m en el segmento medio. Es más que posible que la acumulación +32 m, asociada al "*Cerro oculto*" (parcialmente recubierto por las dunas) pertenezca a este nivel. Su posición más baja estaría influenciada por algún cambio en la

paleopendiente del lecho o por haber sido afectada por alguna pequeña manifestación vertical de tipo neotectónico.

El origen del material de este abanico es cercano como lo demuestra su notable homogeneidad litológica (areniscas). Su liberación a partir de los afloramientos podría vincularse a las condiciones climáticas frías que acompañaron la regresión marina y al consiguiente enrarecimiento de las cubiertas vegetales. Sin embargo, no debemos dejar de lado la posibilidad de que estos aportes procedan de los desniveles generados por un juego neotectónico de fallas, previo, a esta fase de sedimentación pleistocena.

Sea cual sea la interpretación –climática o tectónica- que se aplique a la liberación del material detrítico, lo que hay que admitir es que el mar estaba bastante alejado de este paraje: el territorio donde hoy se encuentra el estuario estaba dominado entonces por los arrastres en un abanico torrencial. El exceso de carga detrítica procedente de las laderas cercanas explica el fenómeno de substitución de carga litológica que experimentó el Pas: sus arrastres aguas arriba caracterizados por una notable variedad litológica (areniscas, calizas paleozoicas y mesozoicas, algunas cuarcitas, arenas de cuarzos...) pasaron a ser, casi exclusivamente, de areniscas. Por otro lado, también el exceso de carga detrítica limitó y/o impidió la tendencia natural de incisión y encajamiento que experimentaba el cauce del Pas, controlada por la regresión que colocó las aguas del Mar Cantábrico por debajo del nivel actual.

En ausencia de datos que nos permitan una ubicación cronológica precisa, se asimilará esta etapa a una de las regresiones del Pleistoceno medio.

4.- ETAPA IV: *"INCISIÓN Y MODELADO DEL PROTOESTUARIO DEL PAS"* (Fig. IV-60).

Al finalizar la etapa de sedimentación torrencial, una enérgica fase de incisión (30-40 m) desfiguró la superficie del abanico aluvial y modeló la topografía deprimida y los principales contornos que permitirían, mucho más tarde durante el Holoceno, el emplazamiento del estuario del Pas.

Los motivos que controlaron esta incisión no son todavía conocidos, aunque presumiblemente el cauce del Pas comenzó a incidir su lecho conforme cesaba el aporte de clastos desde las laderas cercanas. Es difícil que en estos parajes litorales dicho encajamiento, tuviera lugar durante una etapa interglaciar con los niveles del agua salina elevados. Más bien, debió convivir con las etapas "cataglaciares" y "anaglaciares" durante los cuales, poco a poco, se efectuaba la remontada de los niveles del mar desde sus máximos de regresión. También y de nuevo, se invocan los posibles efectos que pudo ejercer en los procesos de incisión la compensación isostática registrada en los ámbitos cantábricos. La edad de esta etapa podría ser el Pleistoceno medio-Pleistoceno reciente.

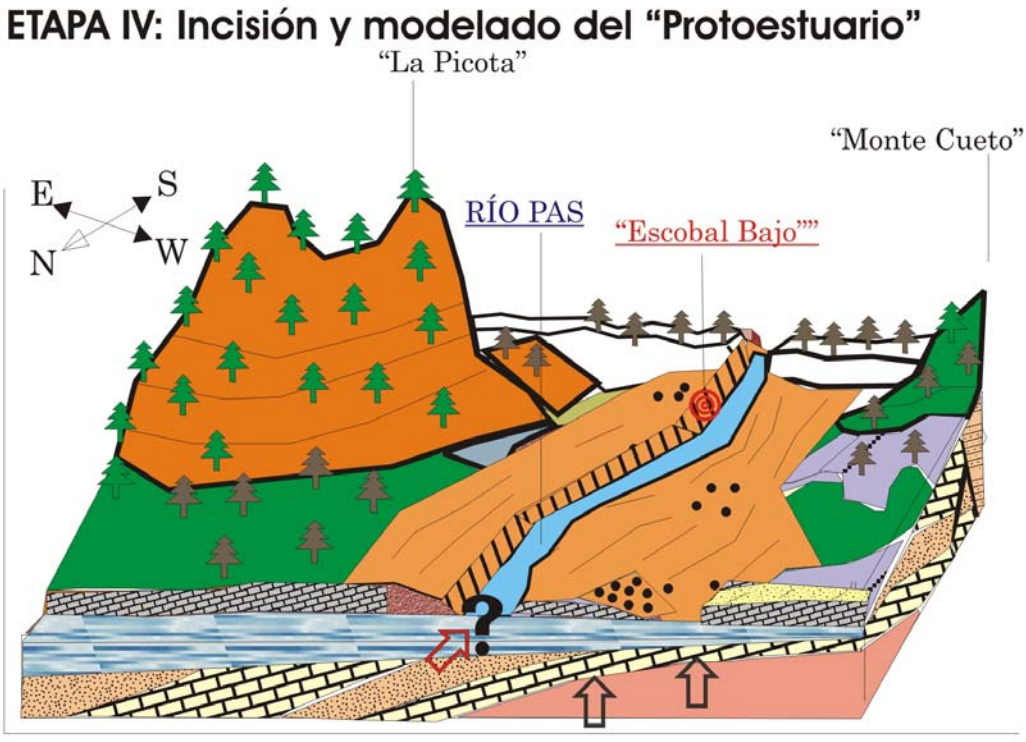


Fig. IV-60.- Etapa IV.

5.-ETAPA V: ***"REGRESIÓN"*** **(Fig. IV-61 y IV-62).**

De nuevo, y ahora durante el transcurso de la crisis Würmiense (Estadio Isotópico del Oxigeno 2), el nivel del mar descendió posiblemente hasta la cota –100 m y volvió a dejar a estos parajes ciertamente alejados del litoral. Las condiciones frías volvieron a permitir el desalojo de importantes masas detríticas, pero que al discurrir confinadas por un valle, dieron lugar a auténticas terrazas. Su techo altimétrico no sobrepasa los 10 m.

Es por lo tanto cuando se generaron los depósitos +7–10 m con un régimen fluvial no muy diferente al actual. El trazado del valle era distinto ya que, entonces era mucho más rectilíneo y la salida de la ría de Mogro se localizaba a varios kilómetros mar adentro con respecto al litoral actual sirviendo de testimonio una serie de acumulaciones colgadas a +7 m como posibles terrazas (ARTEAGA, 2001).

La cronología de esta etapa correspondería al máximo glaciar (18.000 B.P.) y a los tiempos posteriores. Según distintos autores (CHAPPELL y SHACKLETON, 1986; DABRIO et al., 2000; DIAS et al., 2000; DILLENBURG et al., 2004; IRINA OVEREEM, 2005; AOUA et al., 2006; IGCP, 2006; JOUET et al., 2006; GIANNINI et al., 2007), buena parte de las costas del mundo se encontrarían en ese período entorno a las isobatas 100-120 m por debajo del nivel actual. Así pues es muy posible que en el estuario del Pas la línea de costa se encontrara a unos 4-6 km de la playa actual (Fig. IV-62).

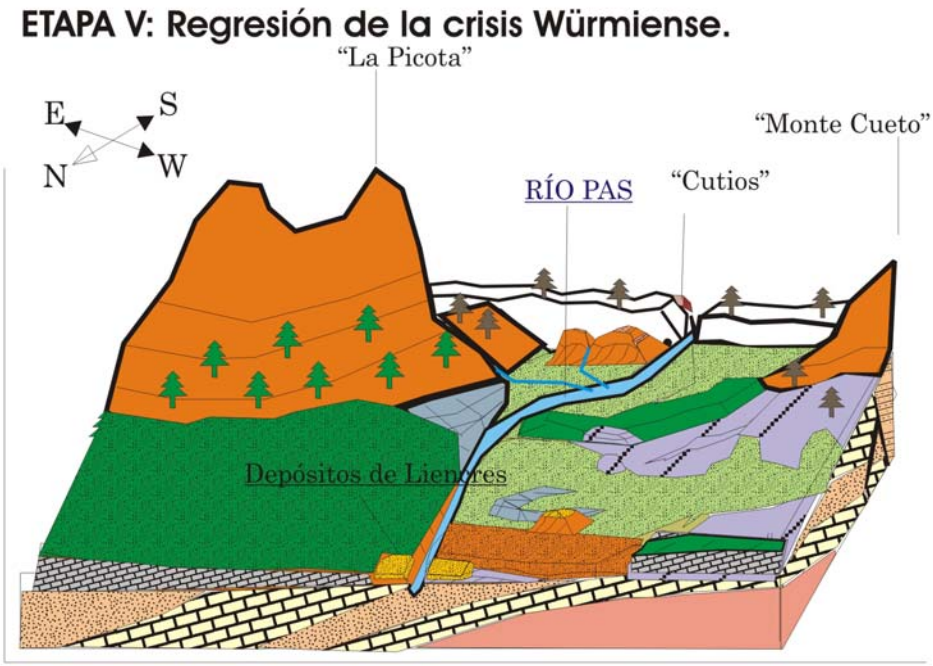


Fig. IV-61.- Etapa V.

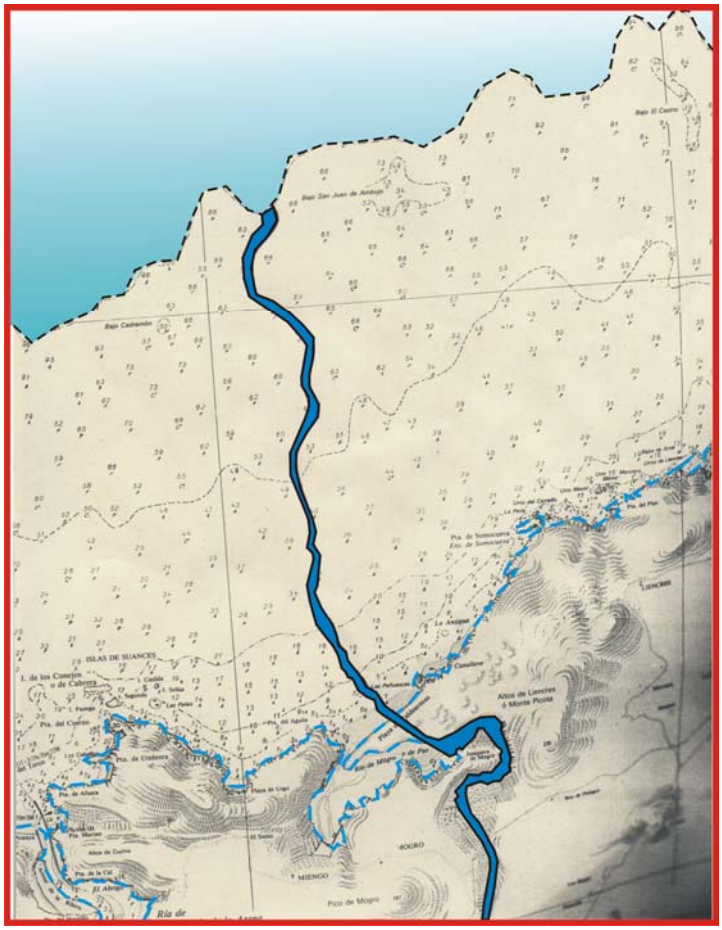


Fig. IV-62.- Situación hipotética de la desembocadura del río Pas durante el máximo glaciar (18.000 B.P.).

6.- ETAPA VI: *"TRANSGRESIÓN HOLOCENA: EL FLANDRIENSE"* (**Fig. IV-63**).

Cabe señalar, previamente, que no se han encontrado depósitos propiamente dichos del nivel Flandriense en las inmediaciones del Pas. Más bien y, como se verá, nos quedan ambientes como el de las marismas que parecen ser un reflejo de dicho ascenso. Son diversos los indicios en el Cantábrico vinculados a esta etapa y en el que se establecen posicionamientos marinos entre 0,5 y 2 m respecto al nivel actual y, a su vez, con una cronología que abarca un amplio abanico: entre el 10.000 B.P. y las últimas transgresiones que se sucedieron entorno al 2.000 B.P aproximadamente (MARY, 1975, 1979 y 1985; Flor, 1983; MOÑINO, 1986; VIDAL et al. 1997; RODRÍGUEZ ASENSIO y FLOR, 1980; STRAUS et al. 1980; GONZÁLEZ MORALES, 1987; EDESO, 1990 y 1994, etc.). Igualmente, se ha establecido una discusión científica en la que se plantean distintas cuestiones: ¿el ascenso del nivel del mar en el Flandriense fue un proceso continuo? ¿tuvo discontinuidades con períodos transgresivos y otros regresivos?

Uno de los mejores exponentes de esta fase transgresiva parece haber sido identificado entre las rías de Urumea y Zarauz (EDESO, 1990 y 1994). En dicho tramo, apenas ha existido neotectónica y, atendiendo al mismo, la reconstrucción de este período podría ser la siguiente: una primera invasión marina entorno al 7.810 B.P. que fue bastante rápido hasta el 6.000 B.P. Una segunda etapa regresiva entre el 5.810 B.P. y el 4.920 B.P. que termina con una nueva fase transgresiva hasta el 2.740 B.P. alcanzando el nivel del mar 1 m por encima del actual. Seguidamente, se origina otra regresión hasta el 1.420 B.P. momento en el que vuelve a iniciarse una fase transgresiva mucho más lenta hasta el momento actual. Son varios los estudios que parecen ratificar algunas de estas fases. Por ejemplo, Flor (1995), en el sistema playa-duna de Salinas-El Espartal (Asturias), establece una secuencia a partir del máximo Flandriense: tras la primera transgresión, le sucede un momento regresivo hasta lo que denomina "*Flandriense Tardío*", momento en el cual, hubo un nuevo ascenso; posteriormente, una nueva fase regresiva en el que el sistema playa y duna sufre una progradación para, finalmente, iniciarse una nueva regresión en parte ocasionada por la influencia antrópica.

Respecto a esta evolución, en un capítulo posterior dedicado al Cambio Global, se analizarán con más detalle estos aspectos del ascenso del nivel del mar.

Recuperando la situación del Pas e, inmersos en dicha etapa Flandriense, hace unos 6.000 años y con una elevación de 1-2 m del nivel del mar, la superficie anegada origininaría las marismas de "La Unquera", del "Campo de Golf" y de Miengo con sus respectivos "*schorres*" y "*slikkes*". Según Rivas (1990) y Canteras et al. (1986), el estuario ocupaba unos 4.672.000 m^2. Es muy posible que ya existiera el complejo dunar aunque, éste fuera todavía muy reducido. En efecto, si en el Flandriense el nivel del mar subió entre 1 m y 2 m, su oleaje pudo desmantelar, por socavación, la base de las dunas, como ocurre en la actualidad con un nivel más bajo, pero en continua progresión.

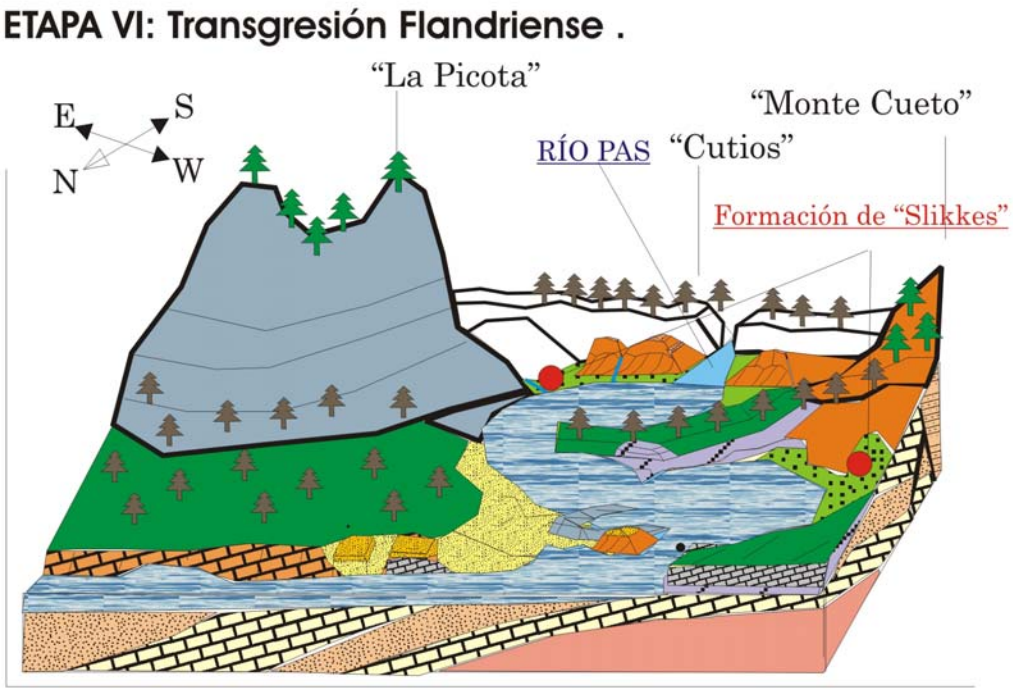


Fig. IV-63.- Etapa VI.

Hay que señalar, por otro lado, que en el caso de litorales como el andaluz también hay diversas evidencias respecto a la Transgresión Flandriense y en los que, efectivamente, el nivel del mar alcanzó cotas similares entre 1,5 m y 3 m respecto al nivel del mar actual. Uno de estos ejemplos es la existencia de pequeños

paleoacantilados en la ensenada de Lances- Cádiz- (GRACIA, 2004) u otros indicios detríticos en dicha costa (OJEDA, 1989; GRACIA et al., 1999).

7.-ETAPA VII: *"REGRESIÓN POSTFLANDRIENSE Y SITUACIÓN ACTUAL"* (Fig. IV-64).

Posterior al Flandriense se registra una pequeña regresión que lleva al nivel del mar hasta su posición actual. Esta supuso por un lado, una fuerte pérdida de la superficie estuarina (RIVAS, 1990) pasando a ser de unos 2.265.000 m^2 menos (un 48,48% de lo inundado en la transgresión). Por otro lado, a partir de entonces se consolidó el sistema dunar que vemos en la actualidad, con diferentes fases. Es posible que en la época romana retrocedieran las dunas, debido a que el nivel del mar parece que fue unos centímetros más alto que en la actualidad. Para la Edad Media, la tala de bosques y el aumento de la población aportaron más sedimentos y empezó un proceso de colmatación (del que se hablará más adelante) que favoreció la progresión del sistema dunar de Liencres.

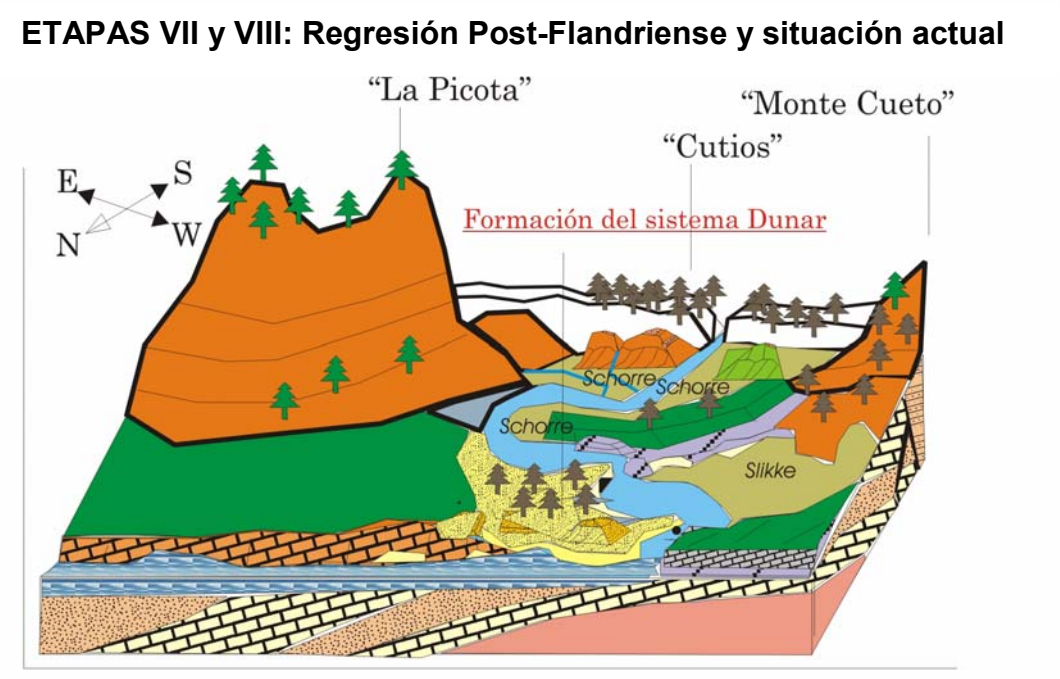


Fig. IV-64.- Etapas VII y VIII.

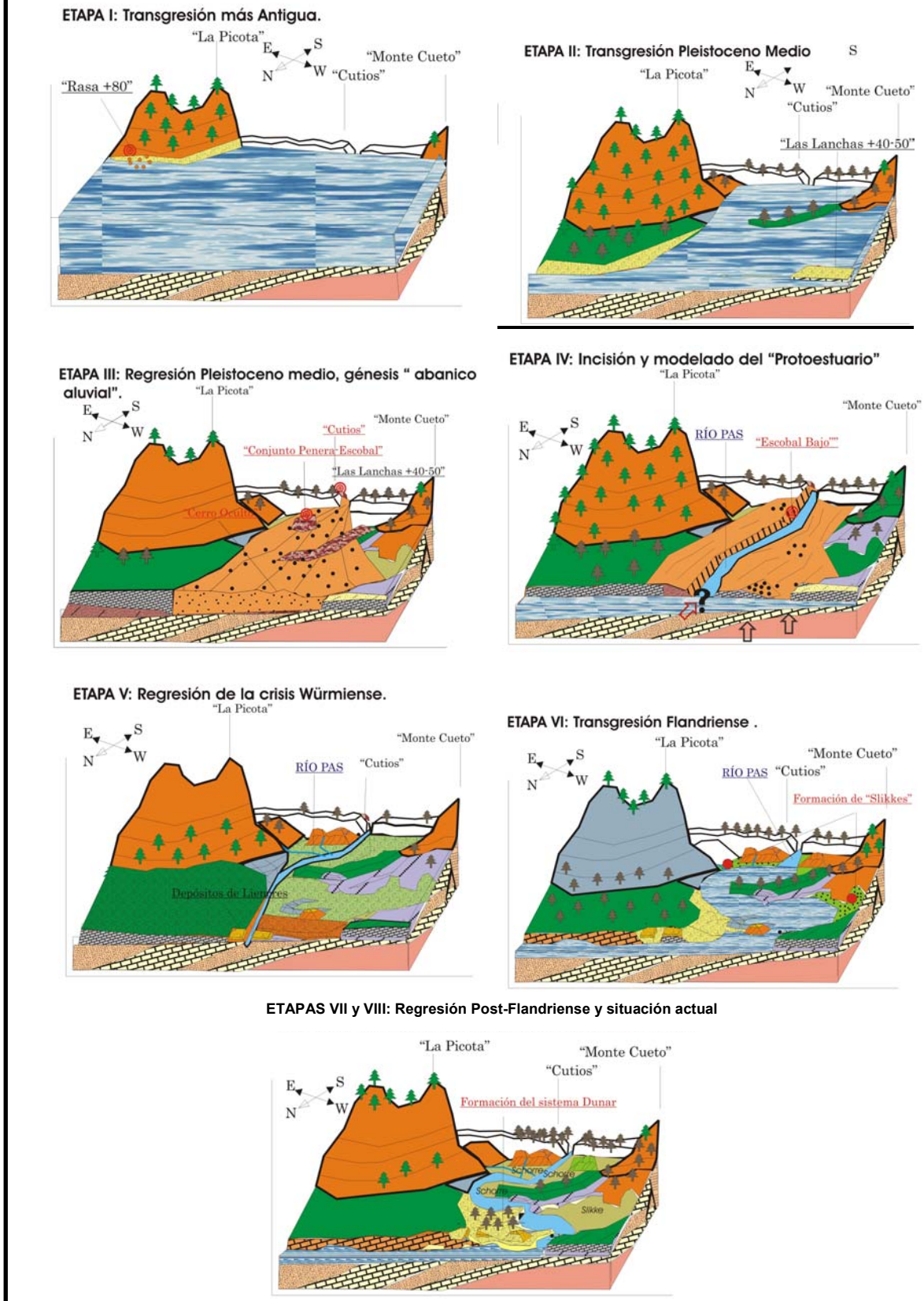


Fig. IV-65.- Evolución desde el Pleistoceno del Estuario del Pas.

CAPÍTULO V:

LA DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA FLUVIAL EN EL VALLE DEL RÍO PAS.

5.1.- INTRODUCCIÓN:

El estudio de la geomorfología fluvial ha alcanzado, en las últimas décadas, una gran madurez e importancia. En los últimos siglos, el pulso entre el hombre y los cauces ha sido una constante reflejada en múltiples intentos de doblegar sus avenidas y gestionar los caudales circulantes por los lechos fluviales para obtener el mayor beneficio posible de las aguas: cultivos, aprovechamientos industriales, suministro de agua potable, etc. Las actuaciones antrópicas sobre estos aprovechamientos significan, de una forma directa o indirecta, una alteración del funcionamiento natural y sus consecuencias, en muchos casos, son difíciles de predecir desgraciadamente. Aquellas, en múltiples ocasiones, pueden tener connotaciones sociales que, en caso de falta de estudios, pueden ser realmente muy negativas y traducirse en riadas catastróficas que impliquen la pérdida de vidas humanas. Por su evolución histórica, el río Pas es un claro ejemplo de esta "incertidumbre". En el pasado sobre todo su cuenca media, ha sufrido diversas avenidas que provocaron cuantiosos daños personales y económicos. En su lecho se han efectuado seculares actuaciones pero, casi siempre, de moderado o pequeño rango destinadas a controlar puntualmente las inundaciones, alimentar las maquinas de artefactos como los molinos y, más tarde, las turbinas de las centrales hidroeléctricas, etc. Pero, a partir de las inundaciones de Agosto de 1983, la envergadura de las infraestructuras protectoras se ha incrementado notablemente hasta el punto que hoy representa una de las mayores canalizaciones construidas en los valles del Cantábrico con más de una decena de kilómetros donde se ha rectificado y ensanchado el lecho del río. Incluso, se ha estimado que se han registrado más de 282 alteraciones al Pas provocadas por las distintas infraestructuras (CIMA, 2006). De igual modo, y como otros muchos ríos peninsulares, el Pas es un río vital del que depende el suministro de agua potable no sólo de los habitantes de su cuenca, sino, de otros sectores de la Comunidad Autonómica de Cantabria, abasteciendo a su capital, Santander. Su cuenca se extiende por los territorios de 17 términos municipales por los que circulan sus aguas superficiales y también las de naturaleza subterránea asociadas a sus acuíferos (Fig. V-1). Pero el Pas no sólo proporciona agua; de su lecho se extraen

áridos para la construcción de obras de diversa importancia. ¿Qué consecuencias habrán tenido todas estas actuaciones en su cuenca? La respuesta a esta cuestión es, sin duda, uno de los objetivos de esta Tesis y que, a partir de ahora, serán analizados de forma directa en los siguientes capítulos. En este, más concretamente, se atenderá sobre las posibles repercusiones que, potencialmente, conllevan la enorme canalización efectuada y la sustracción de agua al lecho para el abastecimiento de aguas. Quizás con su análisis podremos entender mejor la evolución de la dinámica geomorfológica reciente de este valle y así disponer de una herramienta de gran interés para la planificación de su medio físico.

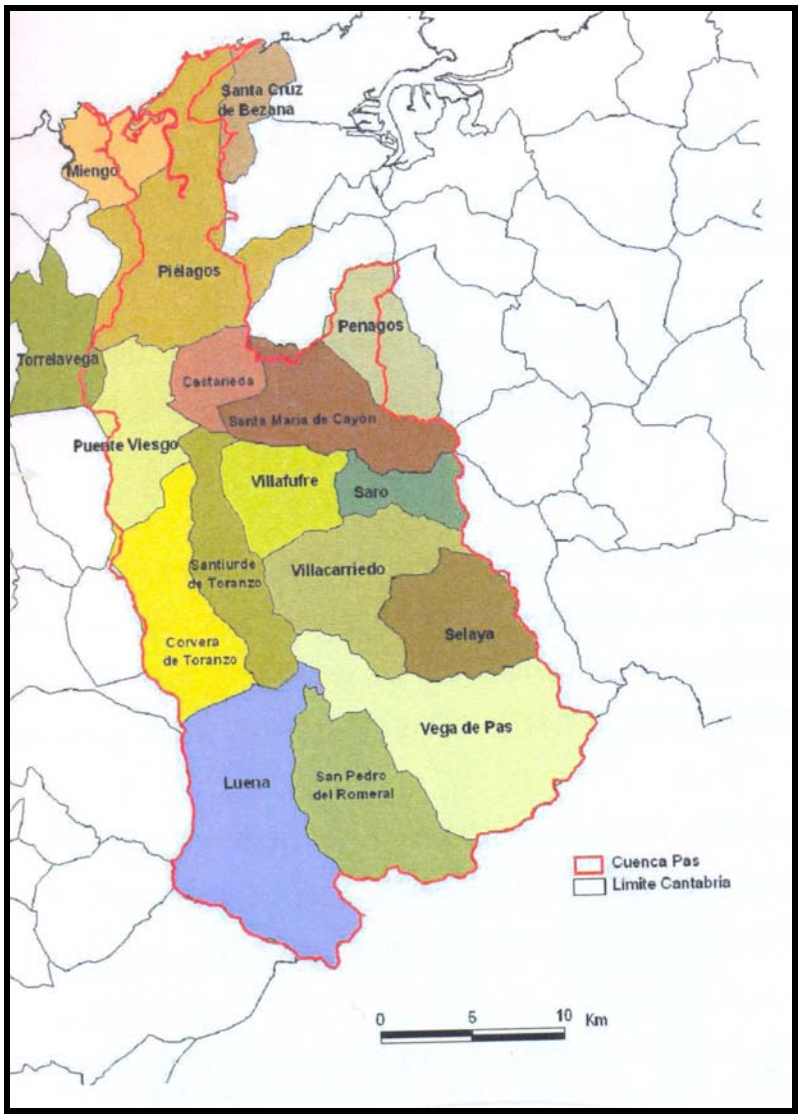


Fig. V-1.- Municipios pertenecientes a la Cuenca del Pas (Fuente: CIMA, 2007).

El análisis interpretativo de las características geomorfológicas del río se centrará, esencialmente en las cuencas media y baja, las más antropizadas y transformadas del valle. El interés para su estudio es diverso:

1.- Por un lado, las arenas que conforman el sistema dunar de Liencres, uno de los principales objetos de análisis de la presente Tesis, presentan una naturaleza silícea predominantemente (como se verá en capítulos posteriores). Es decir, de materiales que, en principio son extraños y alóctonos, dada la naturaleza esencialmente carbonatada de los afloramientos mesozoicos que asoman en este sector litoral y que se encuentran ubicados en las proximidades del complejo dunar. Sin embargo, durante el reconocimiento de la cuenca del río Pas, se observó que, tanto sus terrazas más antiguas (ARTEAGA, 2001) como el cauce actual, los sedimentos aluviales son de naturaleza, sobre todo, coincidente con las areniscas silíceas retomadas de los estratos cretácicos en facies *"Weald"* (IGME, 1979). Estos afloramientos jalonan todo el valle del Pas y, en muchos, se encuentran próximos a las acumulaciones fluviales cuyas arenas tienen una naturaleza litológica que no se diferencia, prácticamente en nada, de la que ofrecen las dunas de Liencres.

2.- Por otro lado, no se descarta, que el sistema dunar se encuentre alimentado por materiales procedentes de otros sectores del litoral (FLOR y MARTÍNEZ, 2004). Pero, sin duda, el principal suministrador es el río. Esto exige consecuentemente analizar los cambios que se hayan podido producir en su cuenca vertiente, tanto derivados de causas antrópicas como naturales y cómo han podido influir en el arrastre y posterior suministro de materiales al litoral.

La metodología utilizada en el tramo medio del Valle del Pas ha exigido combinar de modo preciso: **a)** el trabajo de campo, **b)** la información diacrónica aportada por la cartografía y la fotografía aérea efectuada en diversos años, y **c)** la consulta de documentación diversa (CHN, 1990, CIMA, 2007).

Como se apreciará a continuación, un elemento clave a tener en cuenta (ya planteado anteriormente), ha consistido en las obras de canalización en el cauce del tramo medio del río y de refuerzo de las márgenes en casi todo el valle efectuadas entre 1983 y mediados de los noventa. Por lo tanto, el estudio de la dinámica del Pas debe

intentar abordar su comportamiento "natural" anterior a la fecha de construcción de estas infraestructuras y establecer el funcionamiento actual del cauce enérgicamente intervenido, considerando las posibles modificaciones introducidas en los procesos erosivos y/o acumulativos desencadenados por este cauce cantábrico.

5.2.- CARACTERÍSTICAS DE LA RED FLUVIAL DEL RÍO PAS.

Con el apoyo de la fotografía aérea, cartografía y documentación variada (GARMENDIA, 1986; CHN, 1990) se pueden establecer los siguientes hechos:

El Pas es un río de moderada longitud con unos 54 km (Fig. V-2a), sin contar los tramos correspondientes a sus afluentes Pisueña y Magdaleno. Está alimentado por una multitud de cauces (algo más de 40) que drenan una cuenca de unos 640 km^2 (CHN, 1986; GARMENDIA, 1986). Según el método de jerarquización de **Horton**, la cuenca del río alcanza el *orden V* (ver Fig. V-2b).

La distribución kilométrica de los cauces que, con diferente orden, conforman la cuenca hidrográfica del Pas, es la siguiente:

- Orden I: 192,5 km
- Orden II: 68,1 km
- Orden III: 43 km
- Orden IV: 35 km
- Orden V: 20,5 km

El río adopta desde su nacimiento una dirección E-W con una pendiente de un 2% hasta la población de Entrambasmestas. Allí, y tras la confluencia del río Magdaleno, incorpora un trazado S-N moderando su pendiente a un 1%; ésta, en su recorrido, irá disminuyendo paulatinamente hasta su desembocadura en la Ría de Mogro. En el valle se han distinguido los siguientes tramos:

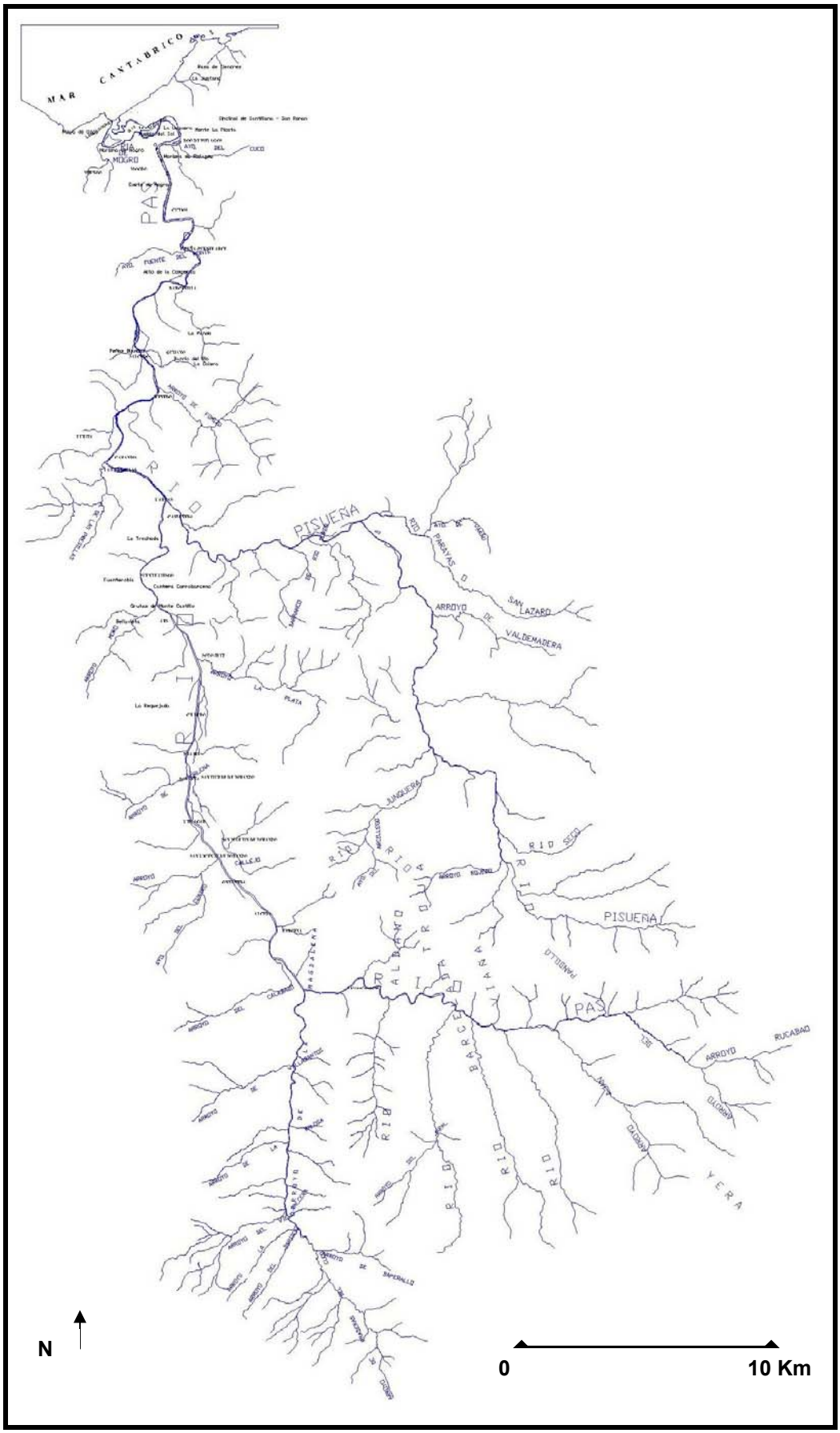


Fig. V-2a.- Cuenca del río Pas: principales afluentes. Elaboración propia.

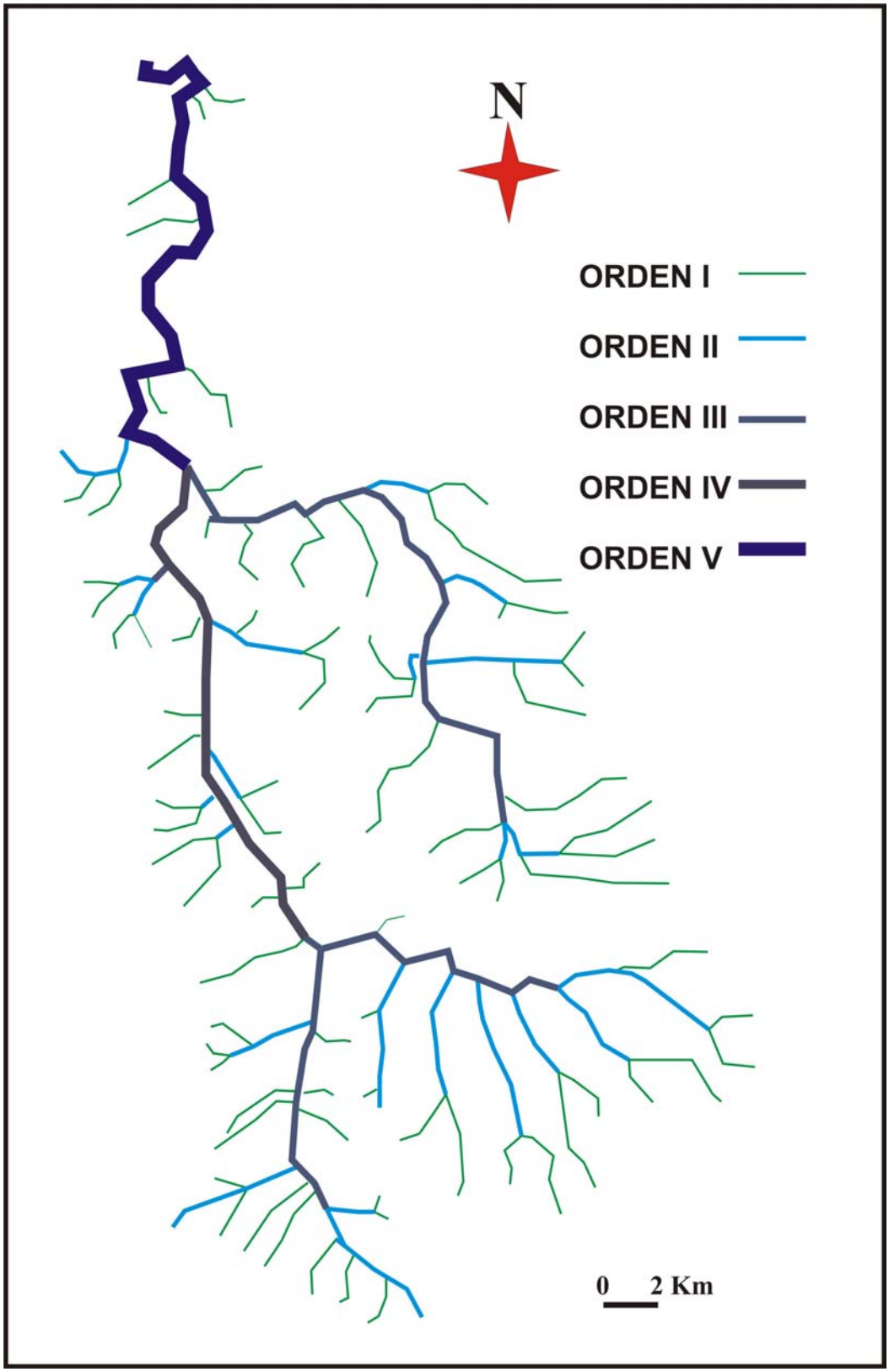


Fig. V-2b.- Gráfico de Horton de la Cuenca del Pas. Elaboración propia.

- Sector de cabecera. Las aguas del Pas, desde su nacimiento a escasos kilómetros de la población de Vega de Pas hasta Entrambasmestas, circulan por un valle angosto y con laderas un tanto abruptas. La pendiente acusada de su cauce facilita el transporte de las areniscas cretácicas que afloran en el lecho y en sus márgenes. Después de unos 14 km, el río Pas se une con su afluente Magdaleno de dirección S-N. Proviene del valle de Luena e, igualmente, aporta materiales areniscosos (Fig. V-3).

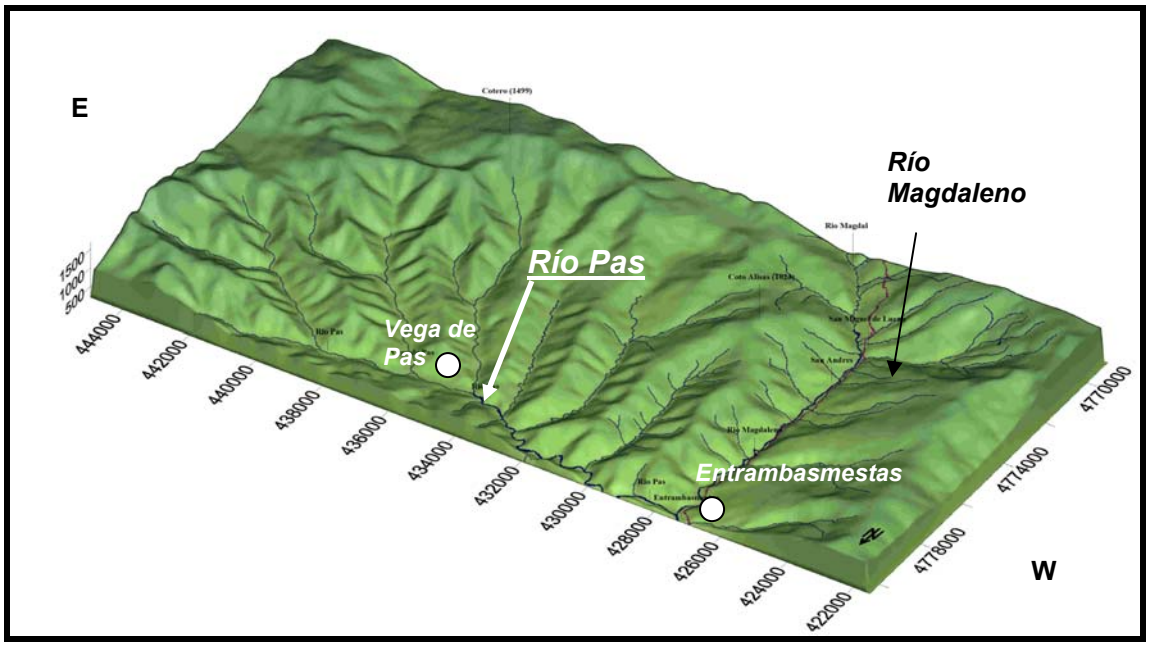


Fig. V-3.- Reconstrucción tridimensional –MDT- de la Cuenca alta del río Pas (elaboración propia).

- El tramo medio. Se inicia en la localidad de Entrambasmestas. Es allí dónde el río cambia de dirección y se interna en el fondo del valle de Toranzo bordeando por su margen derecha el "*Sinclinal colgado de Lunares-La Coronilla*" y por la izquierda, el sinclinal del "*Alto del Campte*". El trazado tiene más de 20 km hasta la población de Puente Viesgo. El fondo de valle ofrece anchuras que oscilan entre los 500 m y los 1.250 m. Respecto a la pendiente, ésta toma valores que fluctúan entre el 0,8 y 1% y discurre por la *"pseudo-combe"* que se emplaza en este sector (ver Mapa Geológico del Capítulo Fig. III-19). Esta disminución de pendiente, registrada hacia la mitad del recorrido desde la cabecera, propiciaba la sedimentación en esta vega de los materiales procedentes de los tramos de cabecera. Esta tendencia

acumulativa generaba una morfología en el fondo del valle de tipo *"braided"* y baja sinuosidad (RUST, 1978, PEDRAZA, 1996); en ella, el río dibuja distintos brazos discurriendo entre islas y barras con aluviones abandonados temporalmente por la dinámica de sedimentación del río. Esta configuración queda plasmada tanto en la cartografía como en la fotografía aérea de los años 1956, 1976 y 1985. Hay que señalar, por tanto, que el principal problema que ofrecen los ríos "trenzados", y entre ellos también el Pas, radica en su funcionamiento con eventos de alta energía acaecidos durante los momentos de grandes riadas. Como se verá más adelante (Capítulo X), esta peculiaridad fluvial tuvo una notable trascendencia durante la inundación de 1983.

- Por otro lado, existe un parámetro para medir las características del trazado de un sistema *"braided"*, que relaciona el recorrido del cauce del río con la longitud del valle que drena. Dicho índice es el de "*sinuosidad*" (PEDRAZA, 1996). El valor del mismo, calculado para el tramo medio del Pas previo a la canalización, era de 1,1. Esto es, dentro del umbral donde se incluyen los sistemas *"braided de grado bajo"*.

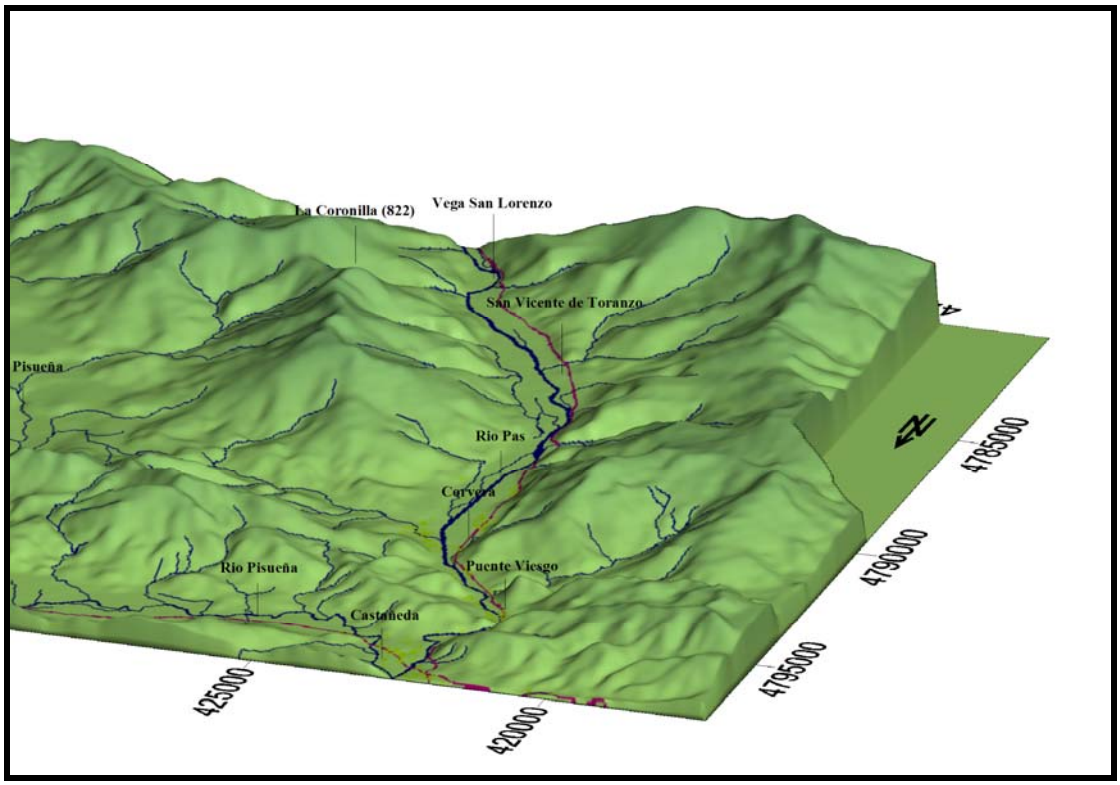


Fig. V-4.- Reconstrucción tridimensional -MDT- de la cuenca media del río Pas (elaboración propia).

Junto a los parajes donde el lecho detrítico adopta una morfología *"braided"*, existen lugares donde las aguas del río discurren ahora sobre los afloramientos rocosos mesozoicos (Borleña, Santiurde de Toranzo, Puente Viesgo, etc.). Así, a la altura de Alceda-Ontaneda, el lecho abandona las areniscas del Jurásico superior y del Cretácico inferior (facies Purbeck y Weald respectivamente) y pasa a fluir por las margas, dolomías y calizas jurasicas a la altura de San Vicente de Toranzo. A pesar de ello, en el reconocimiento de campo se comprobó cómo gran parte de los sedimentos alojados en el fondo de valle estaban compuestos por arenas silíceas y cantos de areniscas (Fig. V-5) como se apreciará más adelante.

Fig. V-5.- Cauce del río Pas a su paso por Entrambasmestas. La roca sobre la que se ha apoyado el martillo corresponde a un gran bloque perteneciente a la escollera levantada en las inmediaciones de una de sus márgenes. En la parte superior izquierda se aprecian los aluviones correspondientes a las areniscas del "*Weald*" (Cretácico) que constituyen, de forma mayoritaria, los materiales gruesos arrastrados por el río.

Por otro lado, existe un segmento del río (entre las localidades de Ontaneda-Borleña - y Soto - Iruz) donde nítidas evidencias de tipo kárstico (Fig. V-6) se advierten en el lecho. En él, y sobre todo en las épocas de estiaje, las aguas del río se infiltran en profundidad. Entonces, aquellas pasan a circular por un sistema acuífero que aún no está

bien estudiado. Esta pérdida del caudal del río es natural y fue señalada hace mucho tiempo como lo confirma la documentación histórica del siglo XIX (RUIZ DE SALAZAR, 1850). El papel de los acuíferos se abordará con posterioridad.

Fig. V-6.- Comportamiento kárstico del lecho del río con pérdida de los caudales a la altura de Borleña (Agosto de 2001).

A la altura de la población de Puente Viesgo, la pendiente se incrementa considerablemente hasta un 1,1% coincidiendo con la aparición de los materiales paleozoicos ("*Calizas de Montaña*"). Este acentuado incremento queda destacado por el considerable estrechamiento del valle que pasa a circular por un angosto pasillo fluvial de unos 50 m de ancho. Posiblemente, este encajonamiento del valle ocasionase reflujos aguas arriba lo que contribuía al riesgo de inundación en el valle durante los momentos de avenida.

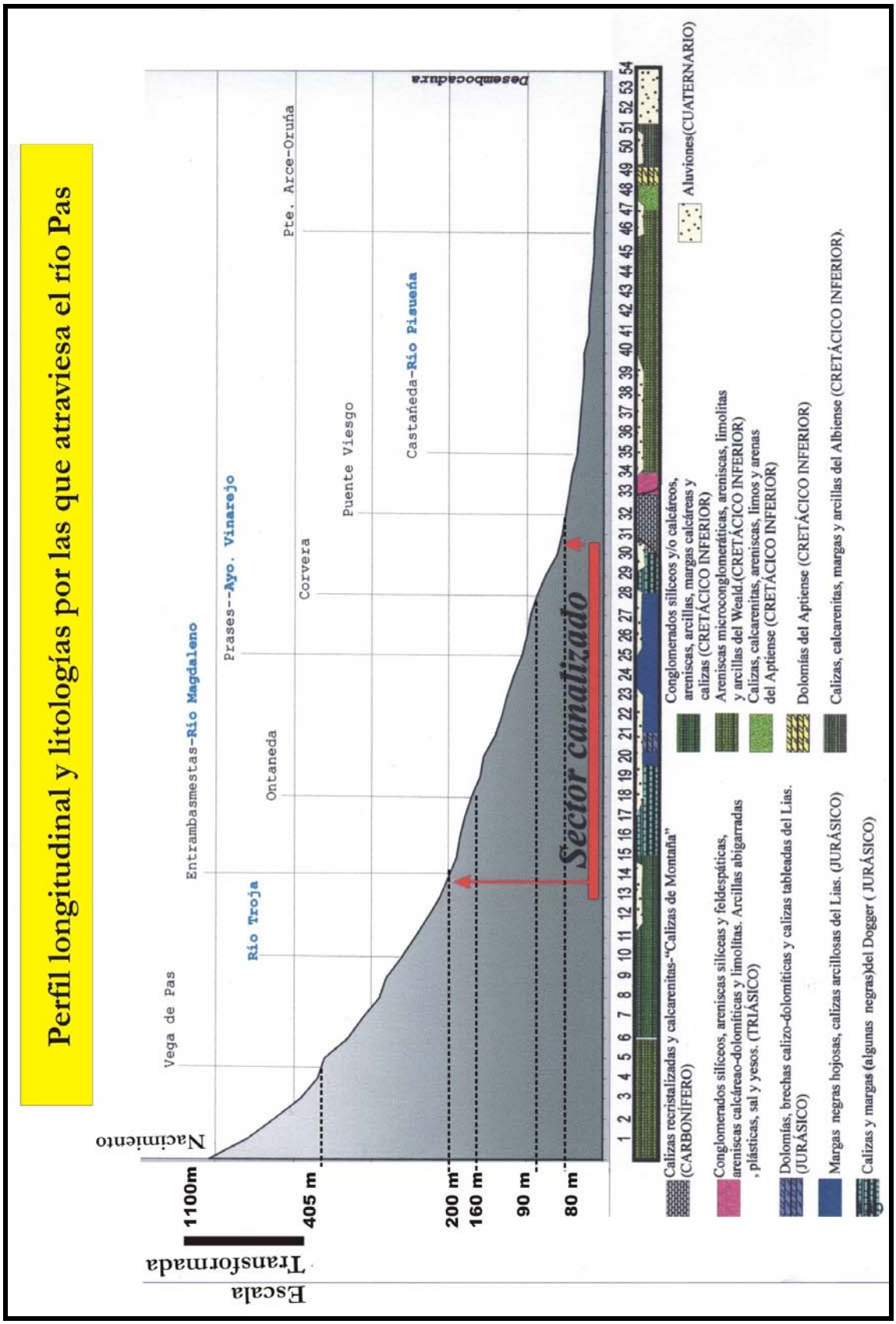


Fig. V-7.- Perfil longitudinal y litologías que atraviesa el Pas.

- El tramo bajo (incluido el estuario). Tiene su origen a la salida de la garganta modelada por su cauce en los roquedos de la *"Franja Cabalgante de Cabuérniga"* y finaliza en la desembocadura del río en el Mar Cantábrico. Aquí, el Pas, de nuevo amplia las dimensiones de su valle cuyas características son distintas a las de Toranzo. La pendiente pasa a ser bastante menor con valores que oscilan entre 0,3% y 0,03% en el tramo más próximo a la desembocadura. Esto implica una obligada disminución de la velocidad que se traduce en una notoria pérdida de la energía del río que propiciará la sedimentación en el fondo de valle. No obstante, en algunos tramos (entre Vargas y Salcedo), el cauce del río se ajusta a este cambio de pendiente adoptando un trazado meandriforme donde pueden identificarse ciertos canales de acortamiento y algunas barras. Cerca de la población de Castañeda, el río Pas recibe las aguas de su afluente más importante: el Pisueña. Posiblemente, su confluencia produzca un aumento en el caudal y la carga, pero no hay ningún aforo que lo confirme de modo preciso y riguroso.

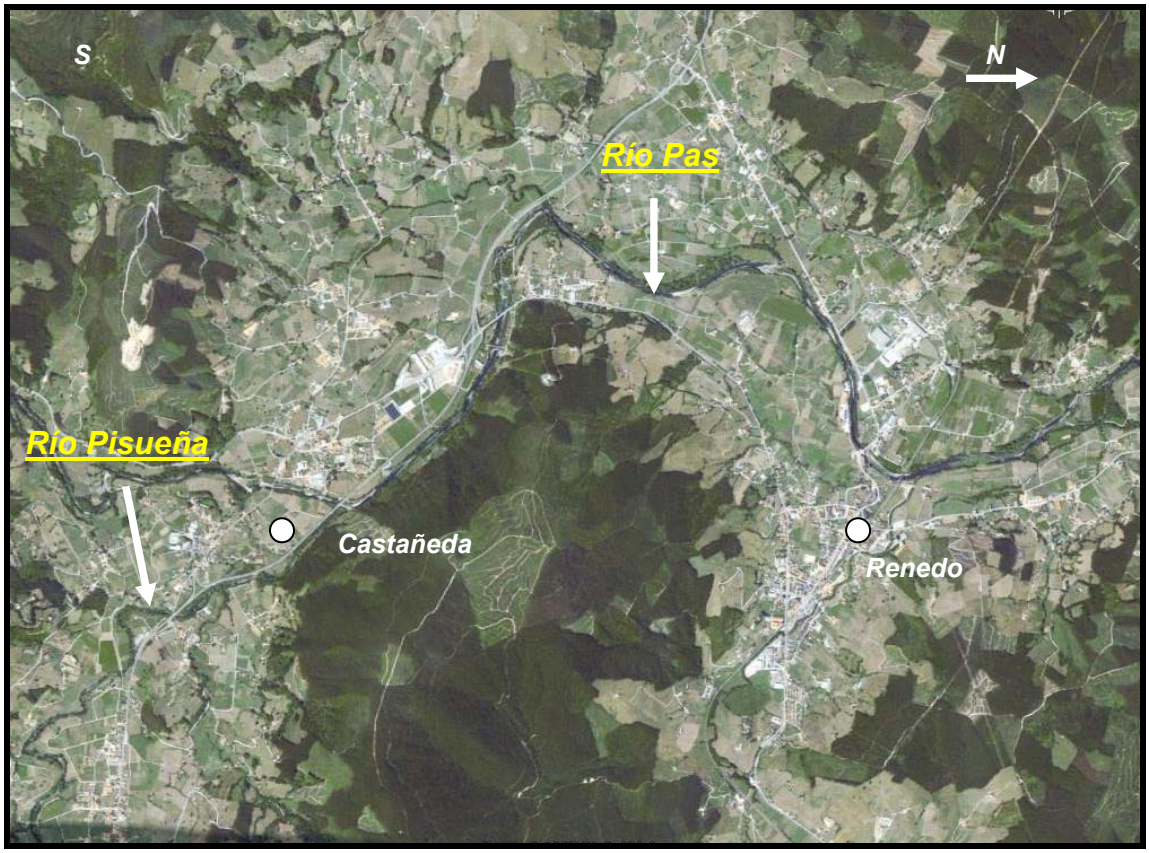


Fig. V-8.- Imagen satélite del curso bajo del río Pas entre la localidad de Castañeda y Renedo de Piélagos.

Fig. V-9.- Imagen del valle bajo y del estuario del Pas

En lo que respecta a los materiales donde se encaja el río en la cuenca baja debe destacarse que, predominantemente, pertenecen al Cretácico. Aún así, existe una gran diversidad de litologías que fueron exhumadas por la incisión del cauce:

- Por un lado, un primer trecho, desde la unión del río Pisueña en Castañeda, donde abundan las areniscas del *"Weald"* sin olvidar la existencia de ciertos afloramientos de ofitas triásicas en las inmediaciones del cauce a su paso por Renedo.
- Un segundo tramo formado en las calizas cretácicas incluido en el sector de valle que comprendido entre las localidades de Puente Arce y Mogro.
- Finalmente, en el estuario (como ya se apuntó), siguen predominando los estratos del Cretácico superior (calizas, arcillas, dolomías y areniscas) y sobre los que se

apoyan las distintas acumulaciones cuaternarias propias de su desembocadura (marismas, aluviones, barras arenosas, etc.).

Entre ellas dominan las arenas fluviales por todo el fondo del valle dispuestas tanto en ciertas islas modeladas por el río (Fig. V-10) como en las márgenes donde los arenales alcanzan un espesor, en ocasiones, superior a los 8 m (Fig. V-11).

Fig. V-10.- Acumulación de arenas (> 4 m de espesor) en la isla del denominado "*Molino de La Trampa*".

Fig. V-11.- Aluviones en el fondo del valle y con una potencia superior a los 8 m, en la margen derecha de la vega del río Pas en las proximidades de la localidad de Quijano (cuenca baja). Excavación realizada para construcción de una infraestructura relacionada con la depuración de aguas (E.D.A.R.).

5.3.- EVOLUCIÓN RECIENTE DE LA DINÁMICA FLUVIAL DEL RÍO PAS: MODIFICACIONES INTRODUCIDAS POR LAS ACTUACIONES DE CANALIZACIÓN.

Antes de iniciar el análisis de este apartado se debe comentar que para su elaboración se creó un S.I.G. - Sistema de Información Geográfico - a partir del programa AUTOCAD. En él se superpusieron varias capas de forma georeferenciada con la cartografía existente del IGN y perteneciente a distintos años 1934: (sólo para el tramo que comprende entre las localidades de Puente Viesgo y Entrambasmestas), 1941, 1987, 2002 y 2003 (fue digitalizada) y a escalas 1:25.000 y 1:50.000. De fondo, y para contrastar con la situación actual, se obtuvo la imagen satélite SPOT del año 2007 que el programa Google Earth dispone de forma gratuita en la red. El principal problema se presentó a la hora de georeferenciar la cartografía de 1934 al encontrarse realizada con el sistema de coordenadas Lambert. Por ello hubo que transformar este sistema a UTM para poder contrastar las imágenes con las del el resto de mapas e imágenes satélite.

Una vez establecido el S.I.G., uno de los primeros aspectos que resaltó con mayor nitidez, fueron los notables cambios acaecidos en la antigua morfología *"braided"* del río, principalmente, en su cuenca media. En efecto, en los cincuenta y tres años que transcurrieron entre 1934 y 1987 se han registrado numerosas transformaciones en la morfología de su fondo de valle. Hay que señalar que, con las obras de canalización realizadas a partir de finales de los años ochenta, esta configuración trenzada del río fue rectificada de forma muy intensa. Para un análisis detallado se han establecido 8 "tramos" de estudio: 4 en la cuenca media y 4 en la baja. Los trechos afectados por las obras de la canalización son los II, III y IV. En ellos se puede contrastar con la cartografía del año 1934. Hay que señalar previamente que, en la cuenca alta (entre Vega de Pas y Entrambasmestas), apenas se aprecian cambios relevantes por lo que no serán objeto de análisis. Tampoco será abordado el sector correspondiente al estuario ya que su análisis se incorporará a un capítulo propio en páginas posteriores.

Los "tramos" investigados y su evolución reciente desde su cuenca media, hasta las inmediaciones de la cuenca baja se exponen a continuación.

5.3.1.- CAMBIOS (RECIENTES) EN LA DINÁMICA DEL RÍO PAS Y PISUEÑA:

- ***Cuenca media:***

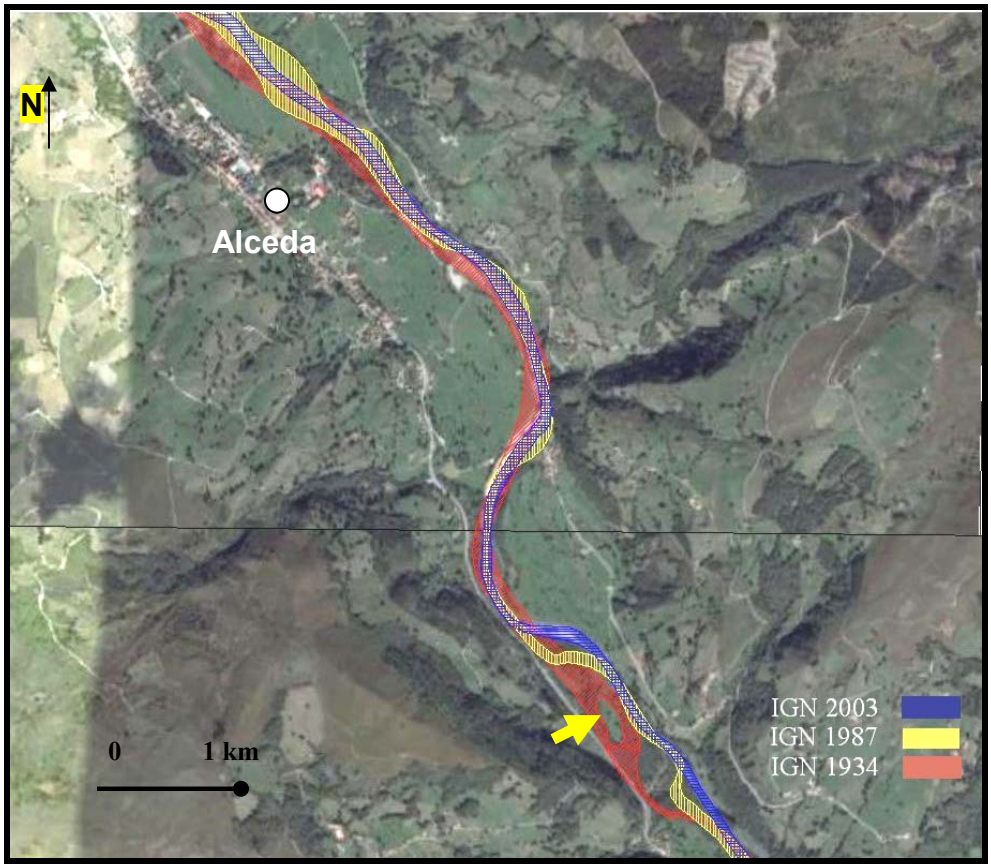


Fig. V-12.- Evolución del trazado de cauce fluvial del río Pas (1934, 1987, 2003 y 2007) entre las localidades de Entrambasmestas y Alceda (Tramo I): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007. La flecha amarilla señala la isla que desaparece entre los años 1934 y 1987.

- **<u>TRAMO I</u>** (Fig. V-12): A partir de la localidad de Entrambasmestas, el río se ha ido desplazando progresivamente hacia la margen derecha (parte inferior de la Fig. V-12) desde 1934. También, hay que destacar que, desde aquel año ha desaparecido una isla aluvial (parte inferior de la Fig. V-12).

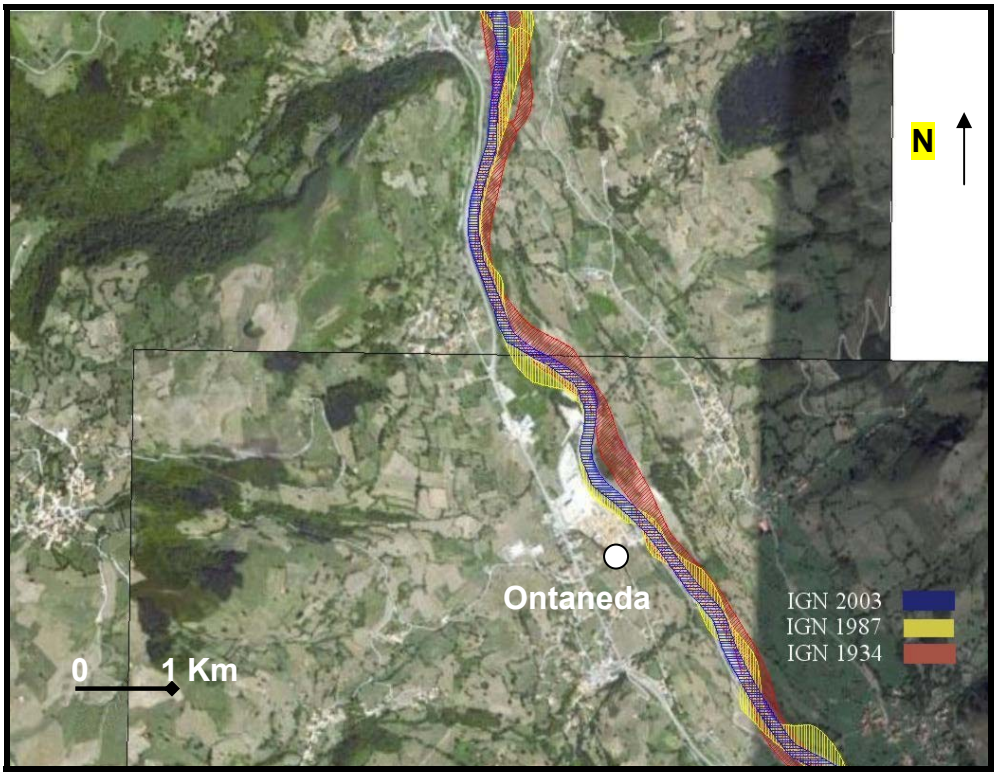


Fig. V-13.- Modificación del trazado del cauce fluvial del río Pas en las inmediaciones de Ontaneda (Tramo II): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007 (1934, 1987, 2003 y 2007).

- **TRAMO II** (Fig. V-13): En este sector, se aprecian diferencias entre el cauce existente en 1934 y el de 1987. Así, en la imagen más antigua, el río discurría apoyado en el flanco oriental del valle. Sin embargo, en 1987, el cauce se emplazaba en el centro del valle. En el 2003, el trazado es menos sinuoso y la anchura de su lecho es más reducida. La causa que explica este hecho se vincula a los trabajos de reforzamiento llevados a cabo en el cauce y de apoyo a las obras de canalización.

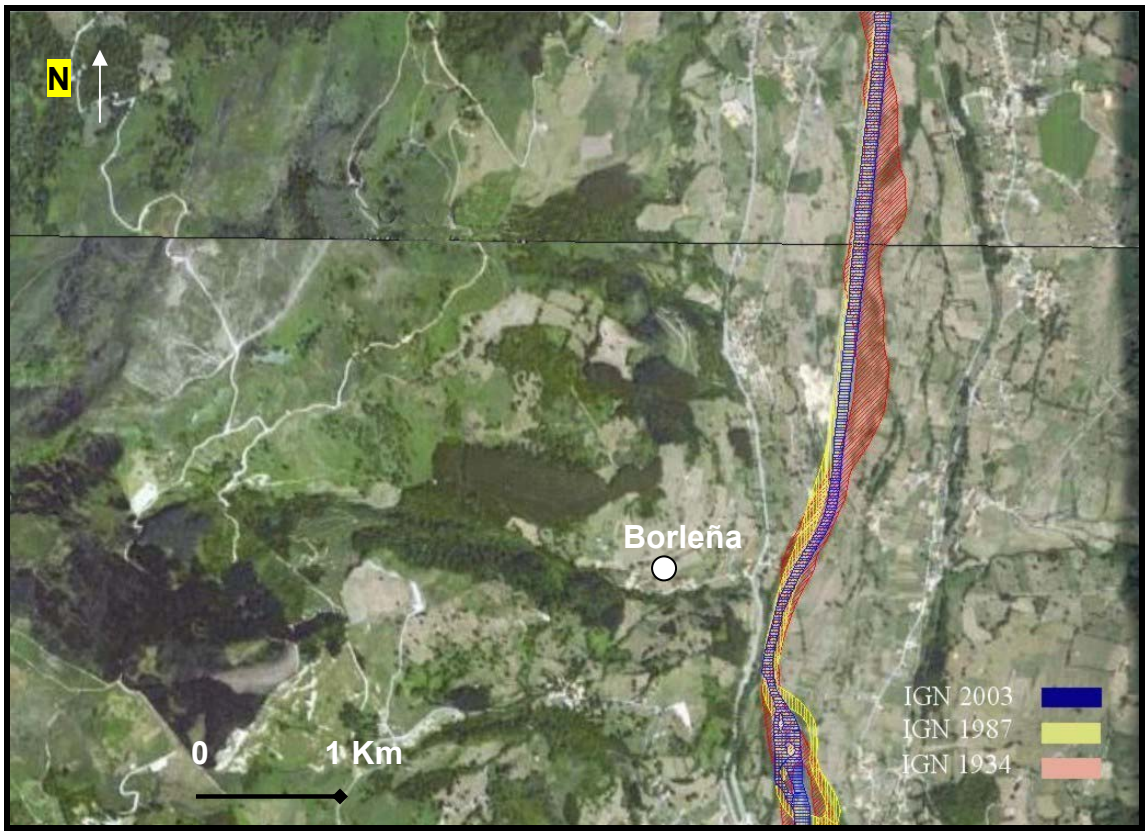


Fig. V-14.- Evolución del cauce fluvial del río Pas en las proximidades de la pedanía de Borleña (Tramo III): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007 (1934, 1987, 2003 y 2007).

- **<u>TRAMO III</u>** (Fig. V-14): Aguas abajo, en las inmediaciones de Borleña, se puede observar el inicio del trecho canalizado. Su presencia rectificó y centró su cauce en el fondo de valle eliminando completamente la morfología *"braided"* y con ello las numerosas barras e islas que aquí se emplazaban cubiertas por abundante material aluvial.

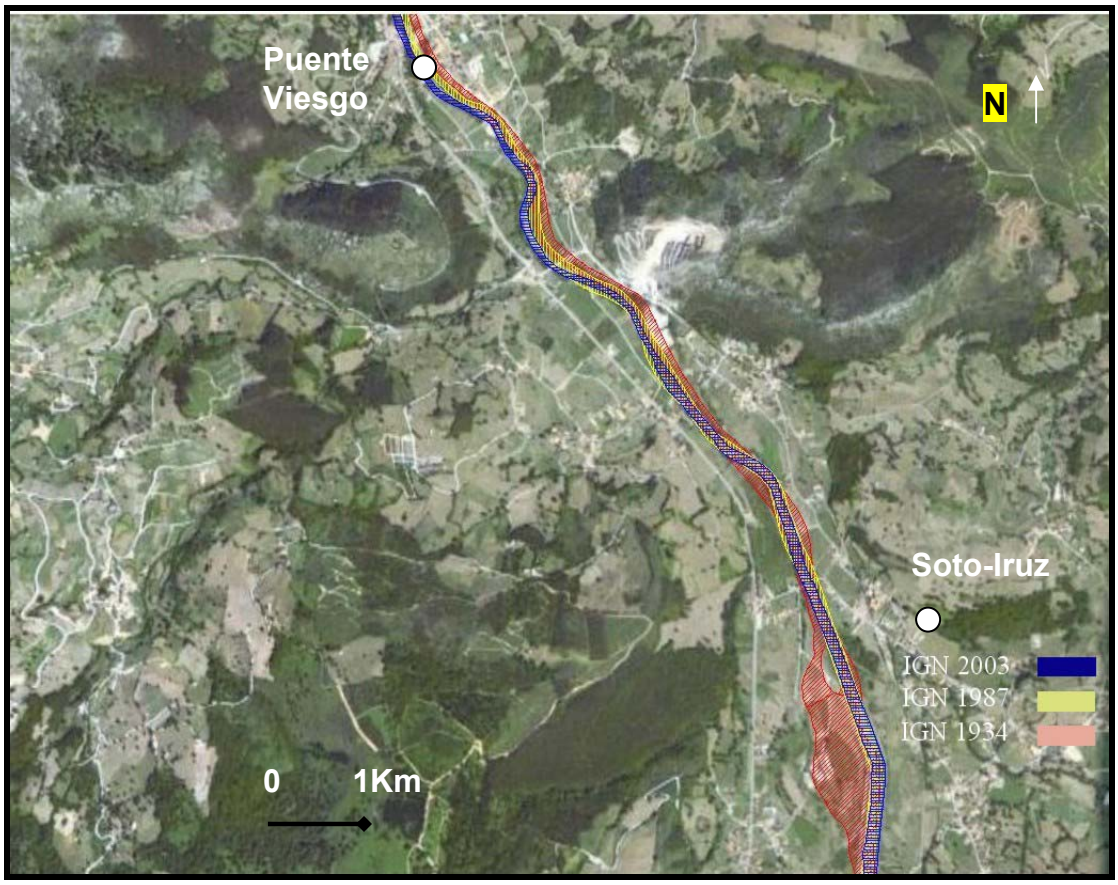


Fig. V-15.- Cambios experimentados por el trazado del cauce fluvial del río Pas entre las localidades de Soto-Iruz y Puente Viesgo (Tramo IV): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007 (1934, 1987, 2003 y 2007).

- **TRAMO IV** (Fig. V-15): Entre las localidades de Soto-Iruz (margen derecha) y Puente Viesgo (margen izquierda), se puede apreciar nítidamente la continuación del primer tramo de la canalización iniciada en la imagen anterior. De igual modo ofrece las mismas variaciones respecto al trazado de 1934. Esto supuso por un lado, el consiguiente acortamiento de la longitud del río y, por otro, la desaparición de los canales trenzados y de las islas que, en su día y como puede advertirse en la parte inferior de la Fig. V-15, conformaban el fondo de valle en el primer tercio del siglo XX.

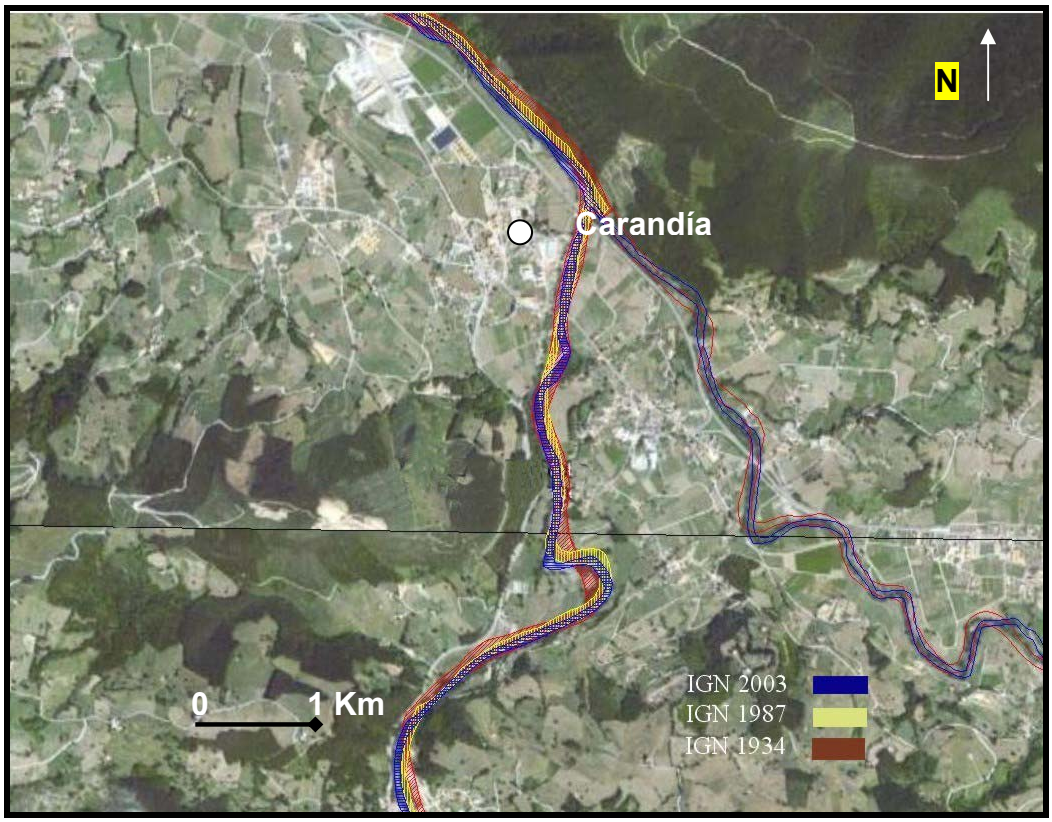


Fig. V-16.- Evolución del cauce fluvial del río Pas entre las localidades de Puente Viesgo y Carandía (Tramo V): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007 (1934, 1987, 2003 y 2007).

- ***Cuenca Baja:***

- **<u>TRAMO V</u>** (Fig. V-16): Este sector incluye el trazado del valle entre las localidades de Puente Viesgo y Carandía (unión con el río Pisueña). Se caracteriza, sobre todo, por unas ligeras modificaciones en el discurrir del río: en la mayoría de los sectores de este tramo, el lecho tiene tendencia a aproximarse a la margen occidental. Posiblemente, fue ocasionado por la presencia de unos afloramientos de una litología muy resistente: las "*Calizas de Montaña*". Éstas limitan de forma considerable los procesos de socavación de las márgenes e impiden la movilidad lateral del cauce.

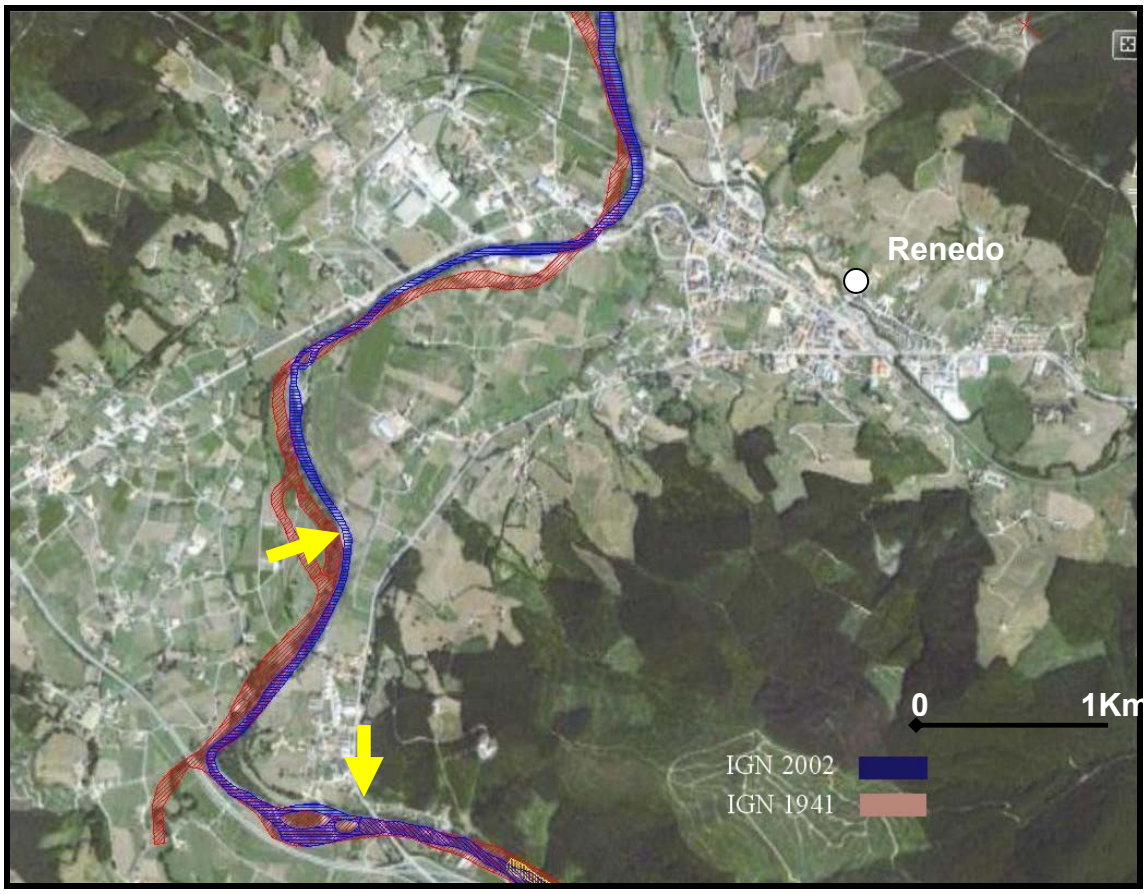


Fig. V-17.- Modificación del cauce fluvial del río Pas entre las localidades de Carandía y Renedo (Tramo VI): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007 (1941, 2002 y 2007). Se puede observar en los tramos señalados por las flechas amarillas, las islas que han desparecido en los últimos 66 años.

- **TRAMO VI** (Fig. V-17): Tras la confluencia del Pas y el río Pisueña, el curso fluvial sufre algunos cambios significativos a partir de la pedanía de Carandía hasta las inmediaciones de la localidad de Renedo de Piélagos. Quizás el más llamativo sea la desaparición de una serie de islas aluviales de ciertas dimensiones. También, existen variaciones en las proximidades al núcleo de Renedo, tramo en el que el río parece haberse trasladado a la margen izquierda muy próxima a la carretera principal.

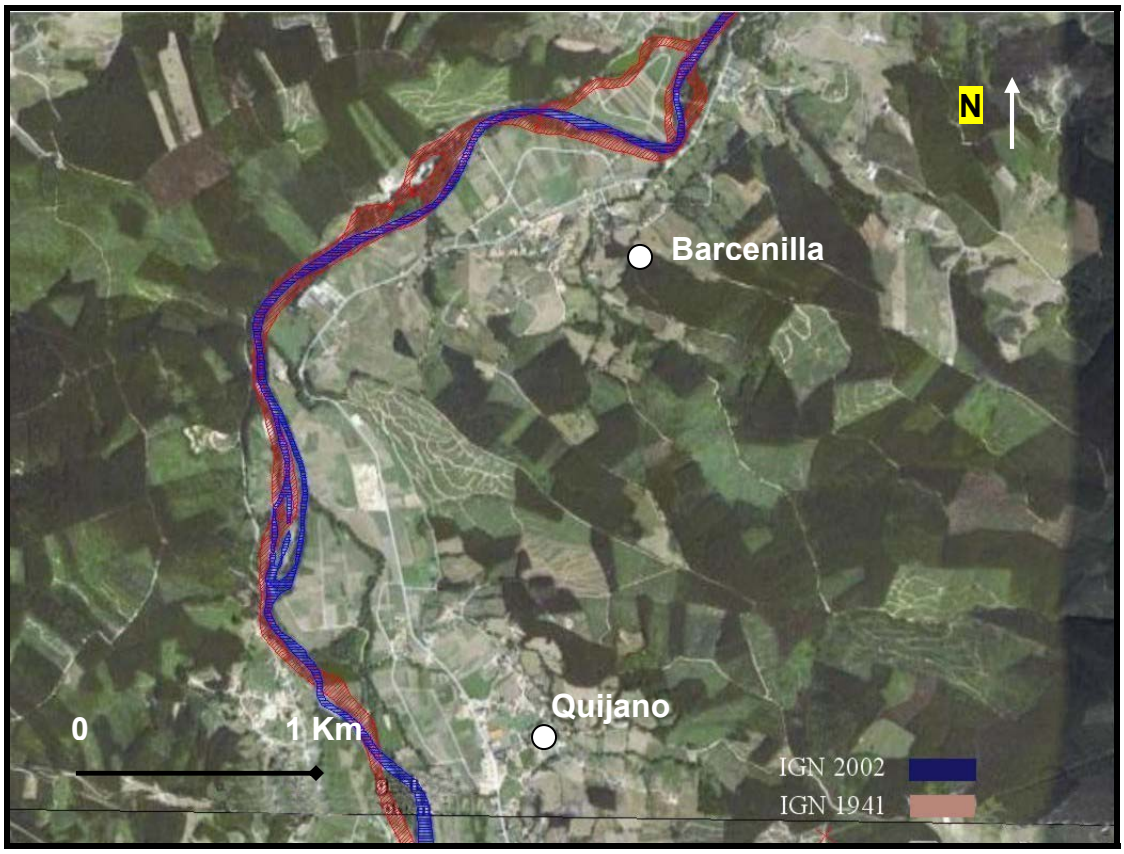


Fig. V-18.- Evolución del cauce fluvial del río Pas entre las localidades de Quijano y Barcenillas (Tramo VII): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007 (1941, 2002 y 2007).

- **TRAMO VII** (Fig. V-18): Corresponde al trecho existente en la vega aluvionar del Pas entre las localidades de Quijano y Barcenillas (margen derecha). Aquí, las variaciones corresponden una vez más a la transformación y desaparición de las distintas islas. En este caso, hay que destacar que es posible que la cartografía de 2002 del IGN existan algunas deficiencias. No es normal, que en la imagen satélite de 2007, pervivan brazos de 1942 y, que sin embargo, en 2002 no hay referencia a las mismas. En definitiva, el autor de este Tesis, después de haber realizado un análisis de campo de este sector, piensa que las modificaciones llevadas a cabo tienen menor entidad y, por lo tanto, se inclina a una deficiencia en la ejecución cartográfica.

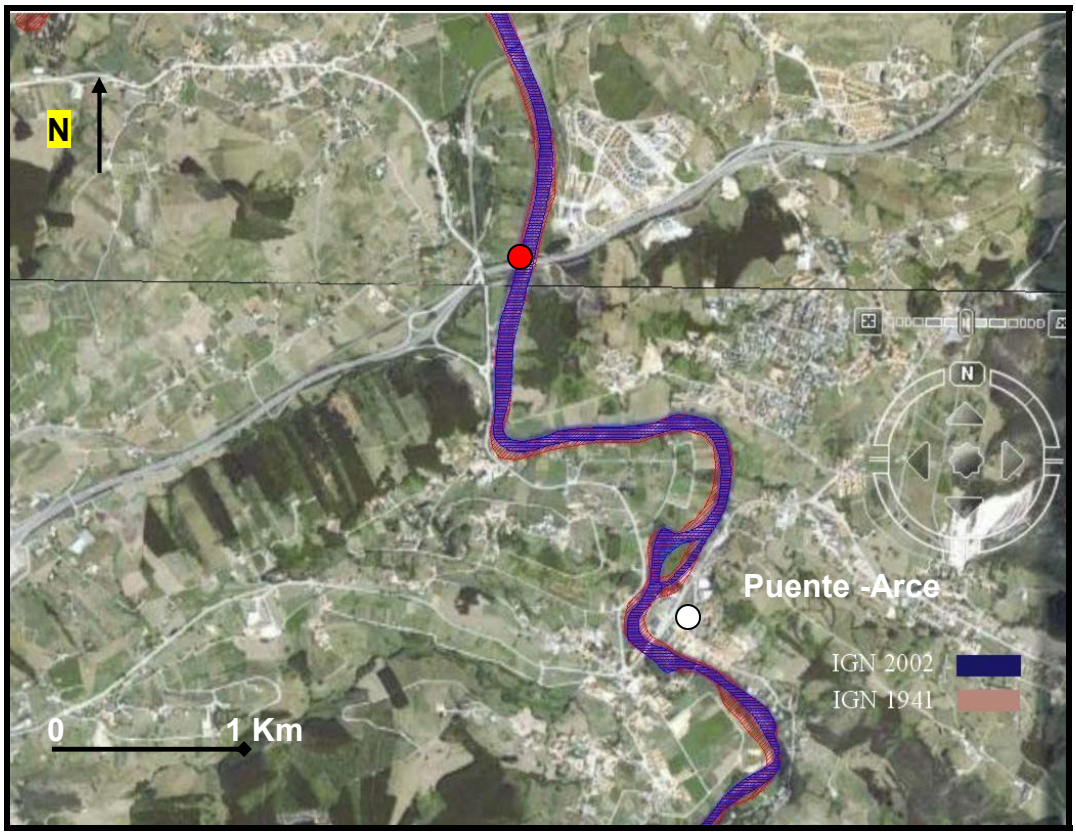


Fig. V-19.- Evolución del cauce fluvial del río Pas en las inmediaciones de Puente Arce (Tramo VIII): el fondo de la fotografía corresponde a una imagen satélite SPOT del 2007 (1941, 2002 y 2007).

- **TRAMO VIII** (Fig. V-19): En las inmediaciones de Puente Arce (a unos 8-10 km de la desembocadura), el río se interna en un ámbito de transición entre el dominio propiamente fluvial y el estuarino. En la fotografía apenas se advierten cambios entre los distintos años. Sin embargo, cabe destacar cómo, en el trabajo de campo se han identificado ciertos puntos donde la erosión lateral y de socavación son evidentes en la margen occidental (representada con un círculo rojo). Esta ausencia de modificaciones tiene su origen en distintos aspectos: por un lado, el asomo en el fondo del valle de estratos muy resistentes (dolomías cretácicas) a la erosión fluvial lo que impide cualquier movimiento lateral del cauce del río. Por otro, son frecuentes las márgenes de ámbito estuarino donde las orillas están protegidas con diques cuya misión es evitar y atenuar los efectos erosivos de las avenidas y de las mareas "vivas".

También, en el análisis de la cartografía de los años "50" se ha podido apreciar algunas variaciones en el cauce de su afluente el Pisueña. En efecto, una de las más

significativas es la traslación de un meandro en dirección a Castañeda con sinuosidades más acentuadas y de menor radio de algunos meandros.

5.3.2.- EL ORIGEN DE LA CANALIZACIÓN. OBRAS EFECTUADAS.

Las gravísimas inundaciones que afectaron en Agosto de 1983 a Cantabria y al País Vasco, revistieron también una notable importancia en el valle del río Pas. Los tramos más afectados fueron los correspondientes al sector de Toranzo (Entrambasmestas a Puente Viesgo) y al curso bajo (alrededores de Renedo) registrándose un total de 3 muertos (GARMENDIA, 1986) e importantes pérdidas económicas. Este hecho motivó la demanda de los ayuntamientos pasiegos de construir una canalización destinada a evitar futuras avenidas catastróficas. Esta petición fue aceptada y ejecutada con relativa urgencia. Hasta aquel momento, sólo se habían efectuado pequeñas actuaciones puntuales en distintas partes del río, remontándose las más antiguas al siglo XIX. Todas ellas, siempre destinadas a salvaguardar lugares concretos ante las violentas avenidas del Pas. Pero realmente, fue a partir del año 1983 y, con un presupuesto aproximado de 1000 millones de pesetas, cuando se realizaron las actuaciones más notorias con un encauzamiento que alcanzó más de una decena de kilómetros (Fig. V-20).

A continuación, se describirán las características principales y los avatares de esta importante actuación realizada en el cauce Pas, la canalización de mayor kilometraje de todos los valles de la Comunidad de Cantabria. Las obras llevadas a cabo se desarrollaron en dos etapas entre los años 1983 y 1994, abordando 2 tramos con distintos subtramos.

El primer tramo (Fig. V-20) tenía una longitud de 4,2 km de canal y estaba delimitado -de norte a sur- por los puentes del “Soto” y de la “Unión Deseada” (CHN, 1990). Esta infraestructura pretendía reducir también la fuerte pendiente haciéndola descender desde un 0,8% a un 0,6%. Los brazos del trenzado fueron rellenados y colmatados con aluviones. Tras la finalización de las obras en 1987 se destinaron a pastos dedicados a la explotación ganadera y, en algunas áreas, a espacios de ocio (parques y jardines).

Ese mismo año, y coincidiendo con la finalización del primer tramo, los ayuntamientos de Santiurde y de Corvera de Toranzo, reclamaron la realización de otro segundo tramo acogiéndose a la Ley del 7 de Julio de 1911. No fue aprobado por parte del MOPT hasta Marzo de 1994 y su realización fue una consecuencia de una crecida del río que, en Diciembre de 1993, anegó algunas fincas en este sector. Se trataba ahora del segmento fluvial comprendido entre el "Puente de la Unión Deseada" hasta la localidad de Bárcena de Toranzo.

Los objetivos eran los siguientes: conseguir una sección teórica de desagüe para un caudal en avenida, y con un "período de retorno" de 500 años, de unos 650 m^3/s en Bárcena y 740 m^3/s en el "Puente de la Unión Deseada".

Fig. V-20.- Sector canalizado del río Pas. A la derecha se puede apreciar el "Puente de la Unión Deseada". Vista desde la margen oriental.

Esta segunda canalización alcanzó una longitud de 7,7 km y se dividió en cuatro subtramos; las características principales de las obras efectuadas fueron las siguientes (CHN, 1990):

1.- Subtramo I (-"Puente de la Unión Deseada" - proximidades de Acereda): Longitud intervenida: 1,1 km

- "Dragado" de material correspondiente a la zona de decantación de las inmediaciones del "Puente de la Unión Deseada".
- Definición de una sección con anchura de 40 m.
- Protección de la margen derecha con "escollera nueva".
- "Regularización" de Fondos.

2.- Subtramo II (proximidades Acereda – San Vicente de Toranzo): Longitud intervenida: 2,25 km

- Encauzamiento de 50 m de anchura con protecciones de "escollera" en ambas márgenes.
- Construcción de "saltos de pérdida de energía" de 0,5 m de altura en escollera cada 100 m longitudinales aproximadamente.
- Ejecución de una "traviesa de escollera" bajo el puente del antiguo ferrocarril "Astillero-Ontaneda".

3.- Subtramo III (San Vicente – Alceda): Longitud intervenida: 2,4 km

- Encauzamiento de 50 m de ancho con protecciones de "escollera" en ambas márgenes.
- Construcción de "saltos de pérdida de energía" de 0,5 m de altura en escollera cada 150 m longitudinales aproximadamente.
- Realización de una "traviesa de escollera" bajo el puente de la carretera Alceda-Véjoris.

4.- Subtramo IV (Alceda – Bárcena de Toranzo): Longitud intervenida: 2 km aproximadamente.

- Defensa con escollera en la margen izquierda.
- Recrecido de caballones en la margen derecha.
- Regularización de fondos en todo el subtramo.

Para la realización de esta obra hubo que tener en cuenta las siguientes medidas:

- Un reajuste del cauce que conllevó, a su vez, una serie de excavaciones y rellenos:
  - Excavación con acarreos transportados: 670.821 m^3.
  - Excavación en roca y pozos salmoneros: 10.255 m^3.
  - Perfilado de taludes y rellenos: 230.454 m^3.
  - Extendido y compactado de terraplenes: 311.022 m^3.

- La aplicación de los siguientes materiales:
  - 3.028 m^3 de hormigón H-125 y H-175 para la formación de los saltos de pérdida de energía.
  - 9,2 Tm de acero en barras corrugadas en armaduras de obras de fábrica.
  - 187.306 Tm de roca caliza de cantera (procedente, esencialmente de Corrobarceno-Puente Viesgo), para la creación de las escolleras de protección de márgenes, saltos de pérdida de energía y encauzamiento.

- Una adecuación ambiental:
  - Aporte a las márgenes para la creación de taludes y rellenos de 19.365 m^3 de tierra vegetal.
  - Siembra en taludes y explanadas con una extensión de 76.777 m^2.
  - Plantación de 5.737 unidades de árboles autóctonos de ribera (15 hayas, 180 nogales, 250 castaños, 50 robles, 420 fresnos y 4.822 alisos).

En definitiva, debe señalarse que el planteamiento de la canalización tuvo su razón de ser a la vista del alto riesgo que las inundaciones revestían en este tramo (CHN, 1990) y por la fuerte demanda política y social al respecto. Sin embargo, estas actuaciones en el fondo del valle tuvieron distintas consecuencias que se evaluarán con posterioridad.

5.4.- FACTORES HIDRODINAMICOS: CAUDALES Y FILTRACIONES KARSTICAS.

Para la elaboración de este apartado se han utilizado diversos trabajos del IGME (1974a y b, 1984 a y b) y de otros investigadores. Todos han sido contrastados con el

reconocimiento de campo y el tratamiento de la información aportada por el SEMAS (Servicio de Abastecimiento de Aguas de Santander) y la CHN (Confederación Hidrográfica del Norte).

El valle del Pas avena a lo largo de su recorrido importantes sistemas acuíferos donde circulan y se almacenan cuantiosos volúmenes de agua. También, es conocida en la región la variedad de manantiales existentes con diversas características y propiedades: aguas termales (en Puente Viesgo y Ontaneda) y, sobre todo, excelentes aguas poco mineralizadas (entre Puente Viesgo y Las Presillas). Esta calidad determinó que las aguas del Pas constituyesen, desde el siglo XIX, la principal fuente de abastecimiento de Cantabria, llegando a suministrar en el pasado a casi el 50% de la región (actualmente mas de 1/3) incluida la capital, Santander. Por lo tanto, no es de extrañar que exista una fuerte dependencia de los caudales de este río no exenta de posibles conflictos futuros de cara al abastecimiento de la población. No es de extrañar por todo ello que, hasta hace unos años, existiese la idea, por parte de la Confederación, de construir un polémico embalse en este valle que finalmente no se llevó a cabo.

Dejando al margen la presión antrópica que, será abordada en apartados posteriores, hay que analizar los aportes hídricos circulantes por el valle y relacionarlos con las precipitaciones caídas en su cuenca. No obstante, ello exige hacer un acto previo de reflexión ante la información a utilizar con aquel objetivo. En efecto, los valores pluviométricos, registrados por el Instituto Nacional de Meteorología de Santander, pertenecen a dos estaciones de las cuales sólo una se ubica en el tramo de cabecera del Pisueña: Villacarriedo. Esto es debido a que las estaciones que antaño funcionaron en la cuenca desafortunadamente han cerrado sus puertas en los años noventa. La otra estación meteorológica, sita en Santander-Ojaiz, no se puede extrapolar a la cuenca del Pas por su desvinculación a la misma, su lejanía y su orientación al NE. Por lo tanto, sólo trabajaremos con Villacarriedo y sus estimaciones deben servir sólo como mera aproximación orientativa. A pesar de todo, existen unos trabajos de cierto interés que han procurado realizar distintos análisis de extrapolación de los datos y, que obligatoriamente, deben ser tenidos en cuenta (CIMA, 2007).

5.4.1.- EL CAUDAL DEL RÍO PAS:

El río Pas sólo cuenta con un aforo en todo su recorrido. Se localiza al final de su cuenca media al emplazarse en la localidad de Puente Viesgo. Sus datos de caudal abarcan desde el año 1969 hasta el año 1995. Los problemas que presenta este aforo son los siguientes:

- Su emplazamiento se sitúa aguas arriba de la confluencia del Pas con el Pisueña, desconociéndose, por lo tanto, los aportes efectuados por este tributario y el volumen de ambos en el tramo bajo del valle.

- La serie de datos de caudal se interrumpieron en 1995 al quedar destruida la estación de aforos por las diversas crecidas del río y no haberse procedido a su reparación.

- Y en definitiva, un sólo punto en toda la cuenca, sea cual sea su ubicación, no es suficiente para evaluar el comportamiento de los caudales del valle puesto que sólo permite aproximarnos al drenaje de un sector que solo representa con sus 357 km^2 (ASCORBE et al. 1986) algo mas de la mitad de su superficie total (647 km^2).

Con los datos de dicha serie (cedidos amablemente por la Confederación Hidrográfica del Norte) más la información facilitada por los trabajos de Ascorbe et al. (1986), de Revilla et al. (1986) y A.A.V.V. (1995), se deduce que el caudal medio anual oscila entre los 6 m^3/s en años secos y los 12 m^3/s en los húmedos, registrándose, en los meses más abundantes, caudales medios de 20 m^3/s. Sin embargo, recientemente el CIMA (2007) ha estimado valores inferiores: 0,13-3,72 m^3/s para las épocas de estiaje y unos 10,5 m^3/s en período de aguas altas. Por su lado, el principal afluente del Pas, el Pisueña ofrece caudales que fluctúan entre 0,12 y 1,78 m^3/s (según calculos del CIMA) para las etapas de estiaje y de crecida respectivamente (Fig. V-21).

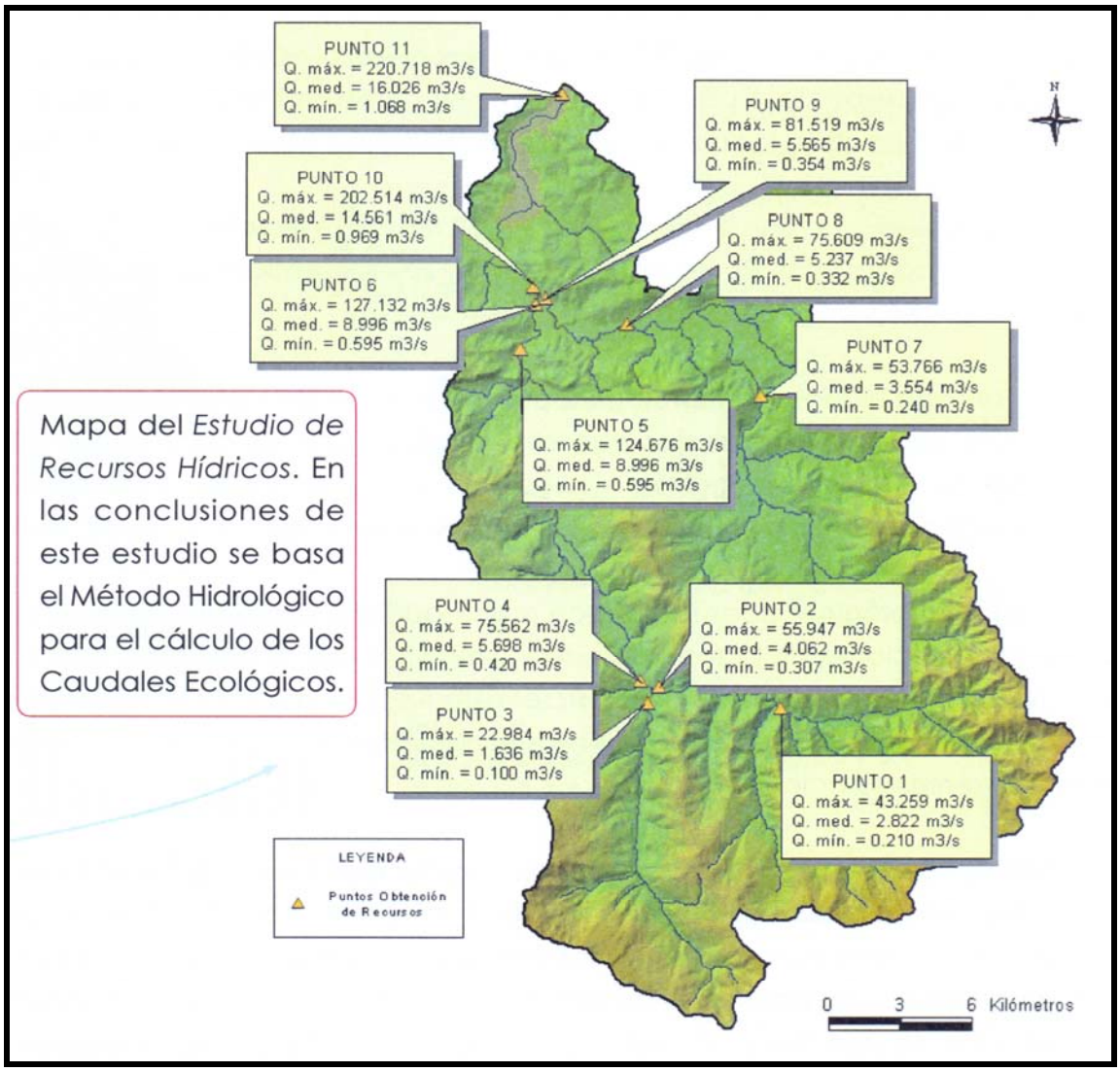


Fig. V-21.- Estimación de los caudales del valle del Pas establecidos en diferentes tramos (CIMA, 2007).

En total, se ha establecido que el río Pas vierte al mar algo menos de 500 Hm^3 al año (CIMA, 2007).

5.4.2.- CAUDALES APORTADOS POR OTROS TRIBUTARIOS DEL VALLE DEL PAS (VER ANEXO PLANOS DE APORTES MAPA-3 HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5):

Respecto a los caudales de los arroyos tributarios del Pas no se ha encontrado ninguna información. Por ello, en esta Tesis, se ha pretendido aportar algunos datos sencillos que puedan ayudar a conocer mejor su influencia en los caudales del Pas. Su examen se ha desarrollado en los tramos medio y bajo (de Entrambasmestas a Boó de Piélagos) del Pas, ya que son las zonas más críticas por ser las más pobladas. La

información obtenida ha sido recogida por un lado, durante el transcurso de la elaboración de esta tesis donde siempre se han examinado los flujos de agua de estos emisarios durante las labores de reconocimiento geomorfológico y de toma de muestras. Por otro lado, con ocasión de tres campañas especificas dedicadas al análisis de los regatos contrastando las observaciones con los datos obtenidos del INM. Las fechas de las observaciones y las motivaciones de las mismas son las siguientes:

- Agosto del año 2000: identificar qué arroyos y regatos de la red se secan en el transcurso del verano cesando sus aportes al Pas. Se escogieron para la observación las dos primeras semanas de este mes en las que no se registraron precipitaciones importantes, dado que una semana antes no llovió mas de 7 l/m^2.
- Abril de 2001: se realizó la observación del comportamiento de aquellos cauces en momentos posteriores a precipitaciones asociadas al paso de continuos frentes. El aporte pluviométrico total fue superior a los 40 l/m^2 en el plazo inferior a una semana.
- Febrero de 2001: se abordó el comportamiento de los arroyos y regatos en momentos de intensas lluvias con días de fuertes precipitaciones (superaron los 40 l/m^2 aproximadamente).

Los resultados del análisis fueron los siguientes:

- Se ha realizado una cartografía en la que se reflejan qué arroyos son potencialmente suministradores de caudales al Pas durante todo el año y cuáles no. (Ver anexo PLANOS: CAUDALES MAPA-3 HOJAS 1, 2, 3, 4 y 5). La escala es de 1:10.000.

- La cuenca del Pas (incluidas las de sus afluentes Pisueña y Magdaleno) tiene aproximadamente unos 60 arroyos que suelen aportar agua de forma regular. De ellos, unos 44 se ubican en los tramos medio y bajo. Además, al Pas vierten los afluentes Magdaleno y Pisueña con caudales considerables y continuos durante todo el año.

- En el período de estiaje del verano de 2000, de los 44 arroyos del sector medio y bajo del Pas sólo unos 30 seguían aportando agua de forma continuada. Aunque con caudales ínfimos dado que en su mayoría no superaban el litro por segundo.

- En la primavera de 2001 (Abril), después de unos días con precipitaciones moderadas, sólo se observaron 2 arroyos del tramo medio que permanecían secos: el Regato de Requejada (Cillero) y el Regato de Perojos (Villamar).

- Durante el evento de precipitaciones intensas de Febrero de 2001, todos los arroyos funcionaban y era frecuente advertir en su lecho la existencia de saltos y de turbulencias debido al notable volumen de agua que desalojaban. Esto, como se verá en el Capítulo dedicado a los riesgos de inundación, tiene su importancia, ya que existen muchos testimonios que describen cómo, en momentos de lluvias cuantiosas, estos arroyos se desbordan con antelación al río.

Cabe decir, que no se ha podido medir el caudal que cada arroyo vierte al año, labor fuera del alcance de los objetivos de esta Tesis. Pero, al menos, si hemos establecido cuales son los arroyos que tienen mayor funcionalidad durante el año.

5.4.3.- LOS ACUÍFEROS (FIG. V-22):

Desde hace tiempo es bien conocida la existencia de acuíferos en Cantabria (IGME, 1984a y 1984b). De hecho, los materiales por los que discurre el lecho del Pas son relativamente permeables. Es el caso del grupo de areniscas en facies *"Purbeck"* y *"Weald"* cuya porosidad favorecen la creación de sistemas acuíferos de cierta importancia (Fig. V-22) Distinguiremos principalmente los siguientes acuíferos (Fig. V-23):

1.- Acuífero Nº 4: también denominado subsistema *"4a"* o de "San Román". Geológicamente se emplaza en el sinclinorio de igual nombre ubicado junto a la desembocadura del río. Se alza sobre a la Unidad Diapirizada de Santander, acuífero denominado *"4d"*.

El subsistema *"4a"* se asocia a las calizas del Cretácico terminal-Terciario (calizas, calcarenitas, calizas arenosas y dolomías del Campaniense superior) con estratos de potencia superior a los 500 m, lo que implica una capacidad elevada de almacenamiento. Es por ello, que se ha calculado un aporte próximo a los 4 Hm^3/año. Sin embargo, el subsistema 4d se encuentra entre materiales diapíricos y de diversa índole y con un aporte próximo a la cuenca de 25 Hm^3/año.

2.- El acuífero Nº 5: subsistema llamado "Puerto del Escudo" o *"5b"* y perteneciente a la unidad jurásica situada al sur del Anticlinal de Caldas de Besaya. Este acuífero es conformado por los materiales areniscosos del *"Weald"* y las calizas jurasicas. A través del Pas discurren unos 23 Hm^3/año y de los manantiales de este unos 12 Hm^3/año.

3.- El acuífero asociado a las calizas paleozoicas de la *"Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga":* constituye otro importante reservorio subterráneo pero no existe ninguna información sobre su comportamiento y circulación del agua. La infiltración de las aguas de lluvia se vincula a los procesos kársticos que se producen de forma especial en el Monte Dobra (margen izquierda del Pas), horadado por numerosas dolinas cuya salida de aguas alimentan varias fuentes (unas 14) y arroyos (FEE, 1992)

Hay que señalar que, junto a estos sistemas subterráneos, la cuenca fluvial disponga posiblemente de un número indeterminado de acuíferos colgados de menor entidad. Estos, se localizarían en los distintos contactos existentes entre materiales permeables e impermeables. Un ejemplo de estas formaciones se puede apreciar en el sinclinal colgado de La Picota y cuyas características físico-químicas se analizan en el Capítulo X de la Tesis.

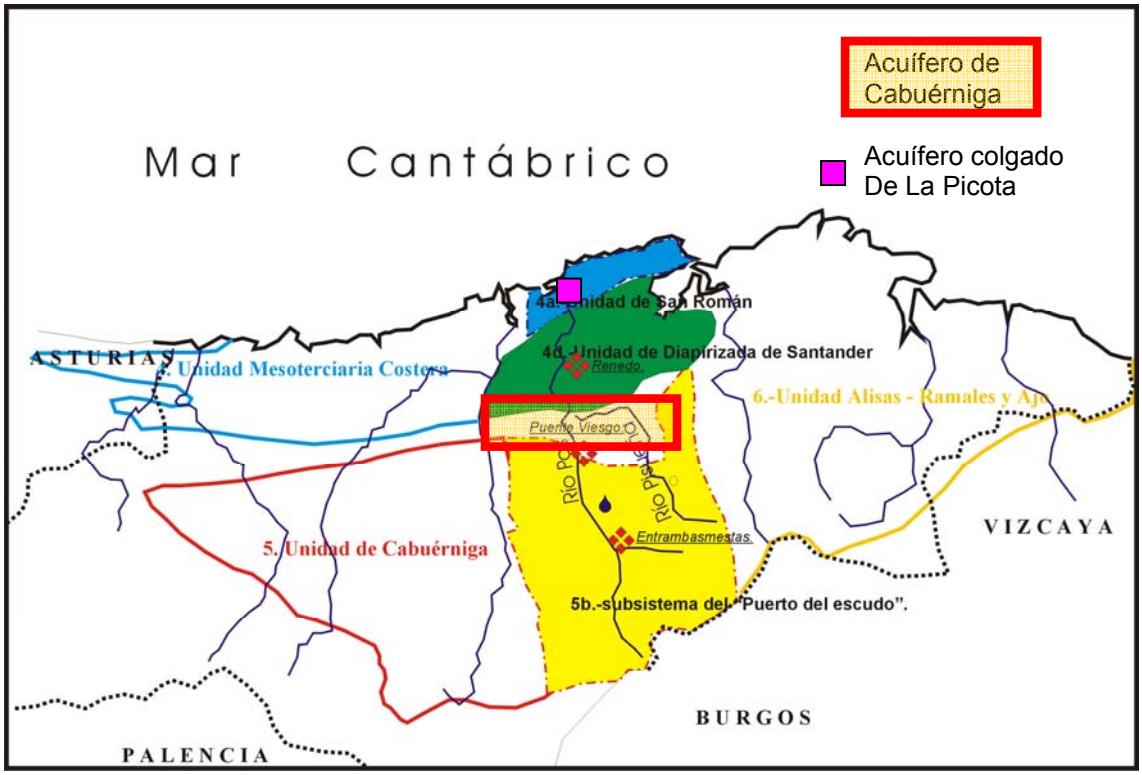


Fig. V-22.- Acuíferos avenados por el valle del Pas.

5.4.4.- PÉRDIDAS DE CAUDAL EN EL LECHO DEL RÍO PAS:

Por lo general, en cualquier cuenca hidrográfica la disminución de los caudales puede ser debida a dos motivos: por un lado, las pérdidas naturales motivadas por la evapotranspiración y, por otro, las ocasionadas por la acción antrópica (sustracciones por pozos, abastecimiento de aguas a poblaciones, etc.). Tampoco faltan, en los ámbitos kársticos, las importantes filtraciones que sufren los ríos que circulan por los acuíferos calizos o yesíferos.

De las primeras, con la singularidad impuesta por las limitaciones de los datos de las estaciones meteorológicas, no nos atrevemos a realizar un balance aunque los valores de esta evapotranspiración no serán los responsables más importantes dada la ubicación de los cauces en un dominio climático atlántico. Por lo tanto, nos ceñiremos a las segundas con el apoyo de la información aportada por el SEMAS (dedicadas a las sustracciones llevadas a cabo en el Pas para el abastecimiento a Santander) y los cálculos de la CHN (variables de precipitación mensual-anual, aportación de las mismas al río Pas) y del CIMA. Con datos de estos organismos, hemos elaborado una serie de

gráficos para establecer los momentos críticos o de déficit del río en los últimos años. La información utilizada es la siguiente:

1.- CHN: caudal en el aforo de Puente Viesgo entre 1969-1995. Valores diarios.
2.- CHN: Aportación de las precipitaciones en los caudales de dicho aforo en Hm^3. Valores mensuales-anuales entre 1969-1995.
3.- SEMAS: sustracciones mensuales en m^3 para el abastecimiento a Santander entre 1983 y 2000.
4.- CIMA: resumen de pérdidas y devoluciones de 1970 hasta el año 2003.

Esencialmente, los gráficos elaborados corresponden al período 1983-1995, pues es este el intervalo temporal en el que coinciden las series analizadas del caudal del río y de las sustracciones al Pas-Pisueña. En definitiva, con esta información se pretende:

- Establecer cuáles han sido los períodos más secos y con menor caudal entre los años 1983 y 1995.
- Conocidos estos, se puede establecer una hipótesis de trabajo que ayudaría a saber si estas actuaciones, al haber afectado al transporte de sedimentos fluviales, han tenido alguna influencia sobre la dinámica natural del Espacio Protegido de las Dunas de Liencres. Ya que, como se verá con posterioridad, aquel sufre un proceso regresivo de cierta importancia. Para ello, sabemos de antemano, gracias a la fotografía aérea, cuales han sido los momentos de crecimiento/regresión del sistema dunar (entre 1980 y 1990 para el primero; y entre 1990 y 1995 para el segundo). En parte, la influencia de estos procesos pudo estar vinculada al mayor o menor volumen de los aportes detríticos del río. Éstos, a su vez, se hallan controlados por la capacidad de transporte del mismo que, sobre todo, depende de los caudales. En definitiva, es posible que sí existiera un período muy seco, la capacidad de transportar sedimentos del río fuese menor. El problema radica en que esta disminución coincide con las fases de recuperación y mayor acumulación de las playas: el verano. Momento, en el que la capacidad erosiva del mar tiende a ser menor. Por lo tanto, si no llegan las arenas, se interrumpe el proceso regenerativo, justo en el período en el que aquel puede desarrollarse.

Se ha trabajado con los datos elaborados por la CHN sobre el aporte pluviométrico de agua al río por influencia de la precipitación en toda la cuenca del Pas.

Ha sido de sumo interés compararlos con las cantidades de aguas sustraídas al río Pas-Pisueña.

En la Cuenca del Pas-Pisueña existen 20 puntos de "captación" de aguas del río por sólo 6 devoluciones (CIMA, 2007). De aquella veintena, 8 de ellas se concentran en el Pas y, el resto, en el Pisueña - Ver Fig. V-42. Para el abastecimiento de la ciudad de Santander, el Pas tiene dos captaciones de gran importancia: la de *"La Molina"* y la del *"Soto"*. Mientras, que en el Pisueña, se une a este abastecimiento el punto de detracción de *"La Penilla"*. En los últimos años, la extracción media de aguas a la cuenca del Pas-Pisueña ha sido de unos 30 Hm^3/año de la que un 90% se destinó directamente a Santander. Esto supone un consumo de unos 420 l/hab./día, cifra bastante superior, incluso, a la media de Madrid que se encuentra entre 150 y 175 l/hab./día (Canal de Isabel II, 2006), en una región más deficitaria pluviométricamente.

Ante esta circunstancia de alto consumo, el Gobierno de Cantabria ha concebido recientemente la idea de ejecutar un Plan Integral de Ahorro del Agua a desarrollar por la Consejería de Medio Ambiente.

Estas "detracciones" al Pas se encuentran entre las localidades de Santiurde de Toranzo y el Soto emplazadas aguas arriba de la estación de aforo de Puente Viesgo. Esto supone un problema serio ya que, a pesar de los cálculos hidrológicos especificados en el apartado anterior, existe un desconocimiento de los recursos hídricos reales existentes en la cuenca. Además, teniendo en cuenta que el abastecimiento de aguas a Santander se viene realizando desde el siglo XIX y con tomas situadas en un tramo anterior al cambio brusco de pendiente registrado en la cuenca baja, la disminución de caudales ha debido favorecer el desarrollo de los procesos de sedimentación y colmatación en este tramo de la cuenca. Respecto al Pisueña hay que señalar, también, la carencia de datos reales de caudal, por lo que el presente estudio solo puede ser estimativo.

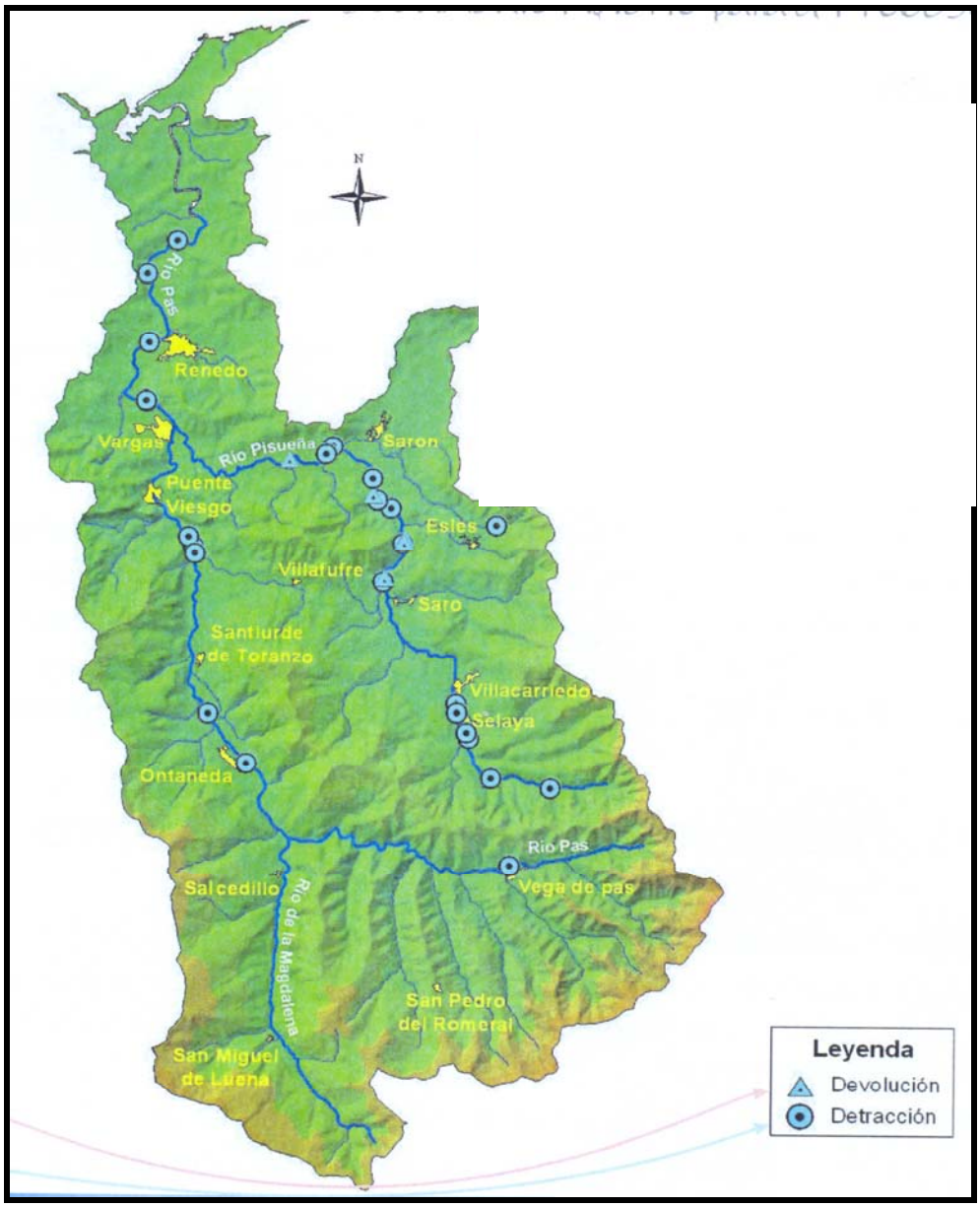


Fig. V-42.- Localización de los puntos de detracción y devolución de aguas en la cuenca del río Pas. CIMA (2007).

En definitiva y, remitiéndonos a los "cálculos" de volumen aproximado, cabe decir que, por lo general, se sustraen unos 80.000 m^3 de agua diarios al cauce del Pas-Pisueña. Lo que supone un valor aproximado de 1000 l/s (1 m^3/s). Sí en el año 2000, la ciudad de Santander tenía una población estimada de 184.264 habitantes (INE, 2002), cada habitante de la ciudad consumía alrededor de unos 434 litros diarios de la cuenca Pas-Pisueña, confirmando los cálculos del CIMA de 2004.

La figura V-43 representa los aportes anuales de la cuenca al río Pas según un estudio de la CHN para el período 1972-1995. En ella se puede observar cómo, desde el

año 1972 hasta 1995, se registra una disminución de los aportes de caudal. Es posible que esto pueda haber ocasionado una menor energía disponible tanto en la eficacia de los procesos fluviales de índole erosiva como acumulativa. Otro detalle a tener en cuenta, es el descenso brusco observado entre los años 1986 y 1991, por lo que se refiere a un período seco y de escaso caudal (a excepción de 1988) del río Pas. Éste, culmina finalmente con un año húmedo entre los años 1992 y 1993 (Tabla V-II)

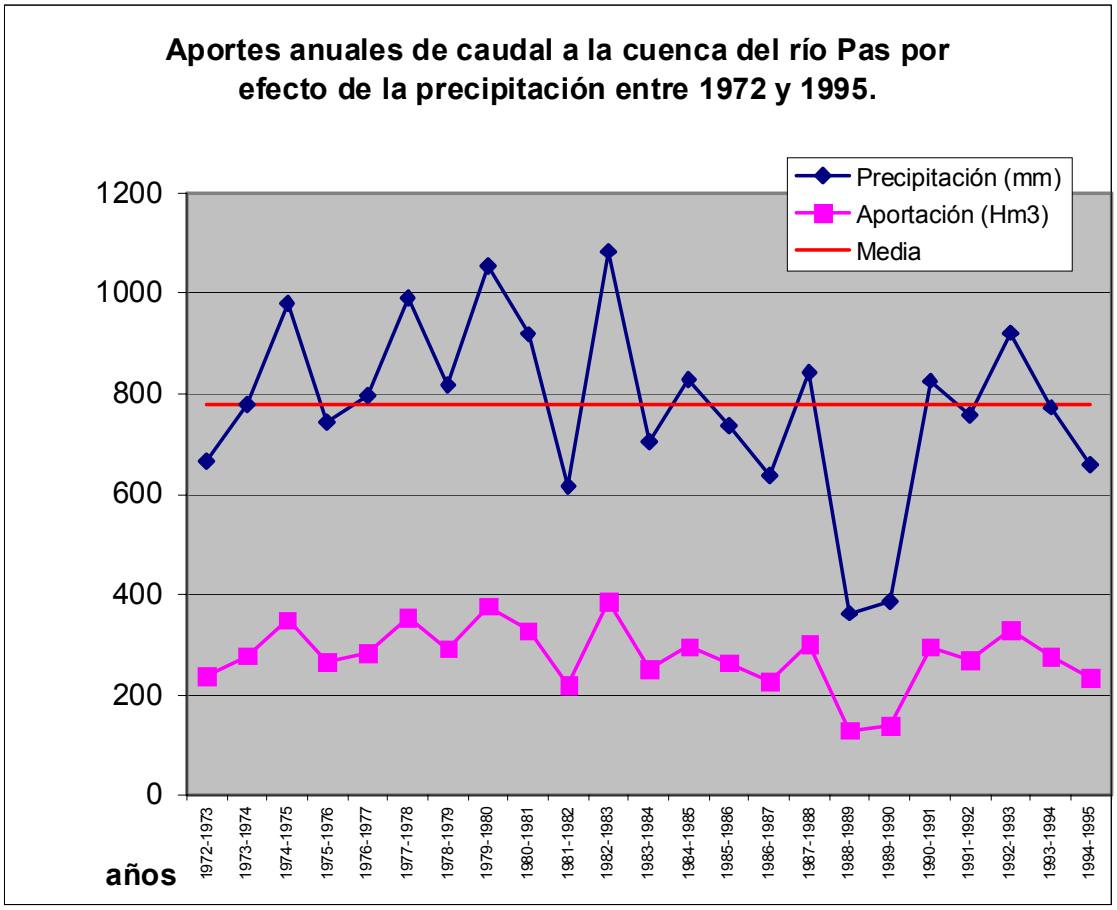


Fig. V-43.- Aportaciones anuales de caudal en la cuenca del río Pas y comportamiento de las precipitaciones (1972 – 1995). Según los cálculos de la CHN-Confederación Hidrográfica del Norte.

	Precipitación (mm)	Aportación (Hm^3)
1972-1973	667	238,1
1973-1974	779	278,1
1974-1975	979	349,4
1975-1976	743	265,2
1976-1977	795	283,8
1977-1978	991	353,9
1978-1979	819	292,4
1979-1980	1055	376,6
1980-1981	919	328,1
1981-1982	615	219,6
1982-1983	**1084 (máximo)**	**386,9 (máximo)**
1983-1984	705	251,8
1984-1985	829	296,1
1985-1986	737	263,3
1986-1987	636	227,2
1987-1988	842	300,5
1988-1989	**363 (mínimo)**	**129,7 (mínimo)**
1989-1990	386	137,8
1990-1991	826	294,9
1991-1992	756	269,9
1992-1993	922	329
1993-1994	773	276,1
1994-1995	659	235,2
TOTAL	**17880**	**6383,6**
MEDIA	**777,3913043**	**277,5478261**

TABLA V-II.- Pluviometría y caudal circulante en la cuenca del Pas (1972-1995).

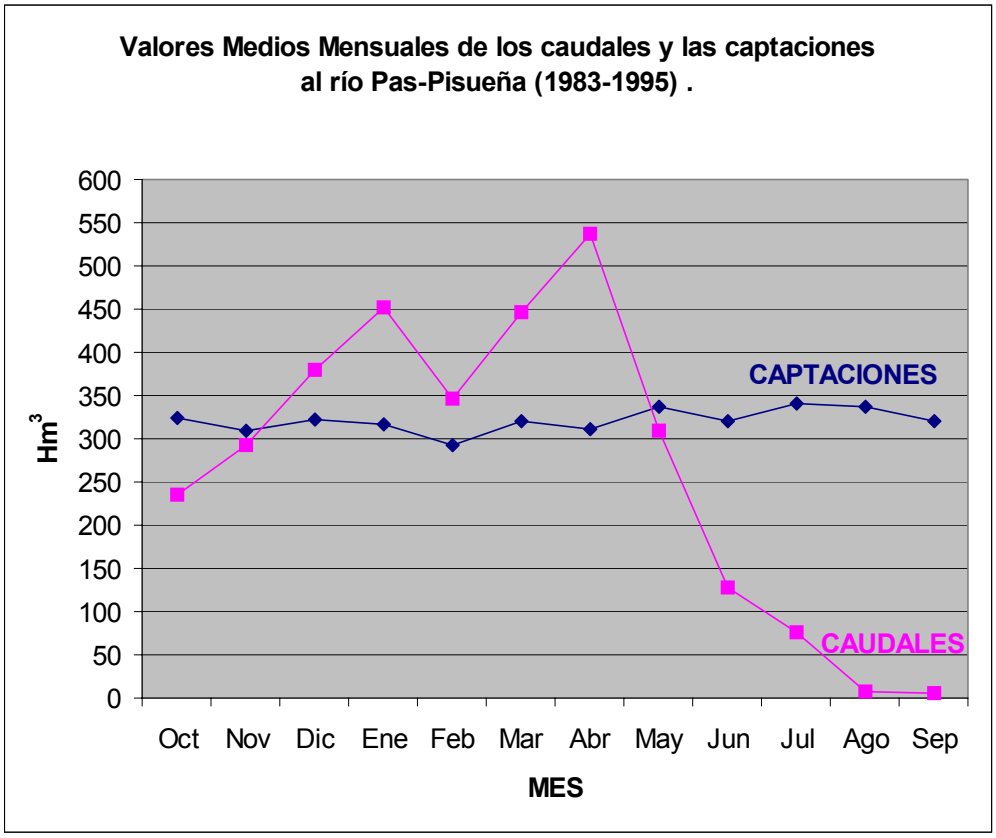


Fig. V-44.- Valores medios mensuales de los caudales y de las captaciones efectuadas en el río Pas-Pisueña (1983-1995).

En la Fig. V-44 puede advertirse por un lado, la media de los de aportes de agua circulantes en cada mes del año y por otro, las sustracciones totales del SEMAS (todas ellas correspondientes al período 1983-1995). Igualmente, se aprecia que no existen grandes diferencias en las captaciones de agua para el abastecimiento de Santander (sólo un leve incremento en los períodos estivales). Compruébase el acentuadísimo déficit del caudal del río Pas entre los meses de Junio a Octubre inclusive mientras que desde Diciembre a Mayo el río dispone de un caudal elevado. Estas apreciaciones son el factor común que se desprende del análisis de la mayoría de los años, salvo alguna excepción como la acontecida en Agosto de 1983 debida a las inundaciones.

Del análisis de los resultados y, derivado de las consecuencias geomorfológicas que supone esta gran alteración hídrica, el sistema de transporte sedimentario debe estar afectado. Por un lado, al tener mermada el río su capacidad de arrastre y, de forma muy considerable, durante los períodos de estiaje. Por lo tanto, el fondo de la vega del río Pas e, incluso, el complejo dunar de Liencres dispuesto en su desembocadura y dependiente en gran medida de los aportes que provienen de aguas arriba, pueden estar registrando

una importante alteración en su balance erosión/sedimentación. A Liencres le afectaría si atendemos a que los sistemas dunares y playas, tienden a consolidarse en los momentos de verano (PASKOFF, 1993) y, éste es precisamente el período en que menor capacidad de transporte tiene el río. Si además, esto ocurre de forma natural (dependencia climática) y se le incorporan alteraciones antrópicas como las captaciones posiblemente, se esté agudizando el problema: un notable déficit de sedimentos y, como no, la erosión y acumulación desde la cuenca media, sector en el que se conjugan las captaciones y el encauzamiento. Uno, mermará de forma considerable el caudal y, el segundo, secuestrando los sedimentos que antes mordía el río.

5.4.5.- LA DINÁMICA FLUVIAL RECIENTE A PARTIR DEL ANALISIS SEDIMENTOLOGICO DE LOS MATERIALES ALUVIALES DEL LECHO.

Los análisis granulométricos de los aluviones que actualmente yacen en el cauce del río Pas nos puede aportar información diversa sobre la dinámica fluvial que se registra en dicho cauce (CAILLEUX y TRICART, 1964, ASENSIO AMOR, 1973; GONZÁLEZ et al, 1995). Al encontrarse el río tan antropizado, este trabajo tendrá una finalidad muy concreta: determinar sí la construcción de la canalización ha podido afectar de alguna manera a la dinámica natural del río. Es decir, observar sí ha existido una interrupción en la llegada al cauce de los aportes laterales y, por tanto, de los sedimentos que se alojan en el cauce susceptibles de ser arrastrados hacia el dominio litoral.

Este análisis se realizará a partir de la determinación de los tamaños de los sedimentos de naturaleza litológica y de su morfometría. Efectivamente, sí se advirtiese que los depósitos analizados, incluidos en el lecho actual del río en el tramo canalizado, no incorporasen aportes de procedencia lateral (con naturaleza litológica vinculada a los afloramientos de las laderas anexas) y, sólo existiesen aportes longitudinales (material procedente de aguas arriba y de naturaleza bien distinta a la introducida en los roces desde sus vertientes), podría estar produciéndose una interrupción de los mismos donde las barreras y obstáculos a este proceso, serían las infraestructuras existentes en las márgenes de la canalización.

*** Zonas de muestreo y resultado de los análisis:**

Ante todo, señalar, que todos los depósitos analizados pertenecen a facies de canal o de "*Channel-Lag*" y se asocian a barras activas removilizadas.

Las zonas de muestreo han sido las siguientes (Ver ANEXO PLANOS: MAPA-3 HOJAS 1, 2, 3, 4, y 5)

- **Tramo medio:**

  1.- Entrambasmestas - "Puente colgante".

  2.- Entrambasmestas - confluencia con el río Magdaleno.

  3.- Ontaneda - Puente del Ferrocarril de Ontaneda-Astillero.

  4.- Borleña -Tramo canalizado (Parque).

  5.- Puente Viesgo - cantera de Corrobarceno).

- **Tramo bajo:**

  6.- Vargas –Puente.

  7.- Renedo – Puente de Ferrocarril.

  8.- Barcenilla – Molino "La Trampa".

Respecto al "tramo bajo", cabe destacar que la última barra con material detrítico grueso se encuentra en las proximidades de Puente Arce. A partir de este paraje, sito bajo el puente de la autovía que cruza el río, la mayoría de los depósitos pasan a ser casi exclusivamente arenosos. Respecto a su análisis no era recomendable ya que estaba alimentado por un coluvionamiento de materiales pleistocenos que caían desde una terraza y era difícil distinguir (debido a su mezcla) qué aluviones eran los actuales aluviones y cuales se habían incorporado al cauce caídos desde la terraza.

Para la obtención de índices morfométricos, se han empleado las areniscas *"Weald"*, ya que son las más abundantes.

A continuación, examinaremos uno por uno cada punto de muestra.

1.- Entrambasmestas (inmediaciones del "Puente Colgante"-antes de la confluencia con el Magdaleno) (Fig. V-45):

En la localidad de Entrambasmestas se tomaron muestras en dos depósitos distintos. El primero se sitúa en el punto de inflexión entre el tramo alto y el medio del río Pas, cuando todavía discurre en sentido E-W. La muestra se tomó a unos kilómetros antes de su unión con el río Magdaleno (afluente del Pas) en un depósito de la margen izquierda de escasa extensión (no más de 60 m^2).

La granulometría de los aluviones tiene una mediana de 135 mm, lo que implica un tamaño considerable. Sin embargo, ello se debe a que todavía este tramo se ubica próximo a la cabecera del río. La naturaleza litológica es, principalmente, de areniscas, correspondiendo un 67% a las de procedencia cretácica (facies *"Weald"*) y un 27% a las de naturaleza jurásica (*"Purbeck"*). Por otro lado, existen una serie de areniscas cuya vinculación lito-estratigráfica no se ha podido identificar y cuya proporción era reducida (9%). Por otro lado, parece existir una relación directa entre tamaño y tipo de arenisca. En efecto, los cantos y gravas de mayor tamaño se corresponden por lo general con litologías de las facies *"Weald"*. No obstante, los tamaños menores pertenecen, generalmente a las facies *"Purbeck"*. Sin embargo, cuando disminuye el tamaño de los cantos, es mayor, en proporción, el número de areniscas jurasicas que cretácicas. Esto tiene que ver, en que los aportes laterales en el sector de toma de muestras, tiene más areniscas de las facies *"Weald"* que las del *"Purbeck"* (Fig. V-46). El centilo correspondía a un bloque que medía 2,1 m de longitud y pertenecía a una arenisca de facies *"Weald"*.

Fig. V-45.- Vista del depósito analizado situado aguas arriba de la confluencia del Pas y el río Magdaleno.

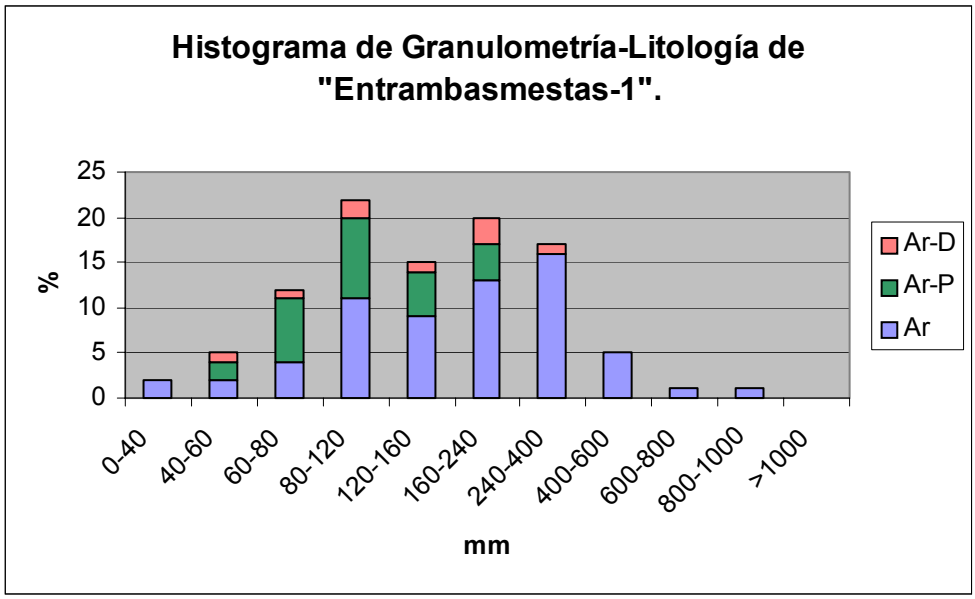


Fig. V-46.- Granulometría y naturaleza litológica de "Entrambasmestas-1", antes de la confluencia del Pas con el Magdaleno. Ar-P: areniscas del "Purbeck" (Jurásico); Ar-C: areniscas del "Weald" (Cretácico); Ar-D: areniscas de naturaleza desconocida.

La rotura de cantos por torrencialidad, se encuentra entorno al 12%. El Índice de desgaste (Id) tiene una mediana de 275, lo que supone un desgaste moderado para la litología areniscosa, posiblemente ocasionado por la fragmentación advertida en las gravas y acontecida durante el proceso de transporte que ha movilizado a los aluviones debido a la fuerte pendiente del río y de los cauces de los arroyos (Fig. V-47).

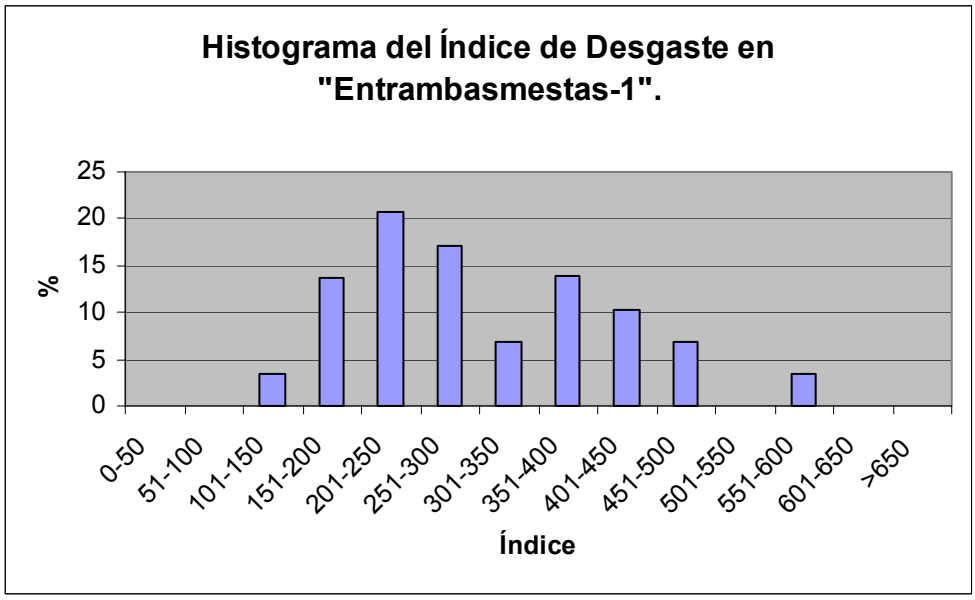


Fig. V-47.- Histograma del Índice de Desgaste en "Entrambasmestas-1".

El Índice de aplanamiento (Ia) tiene una mediana de 1,67 lo que sugiere el escaso valor de aplanamiento de los cantos (Fig. V-48) Además, más el 60% se encuentra por debajo de 1,75, confirmando el carácter relativamente esférico de los aluviones.

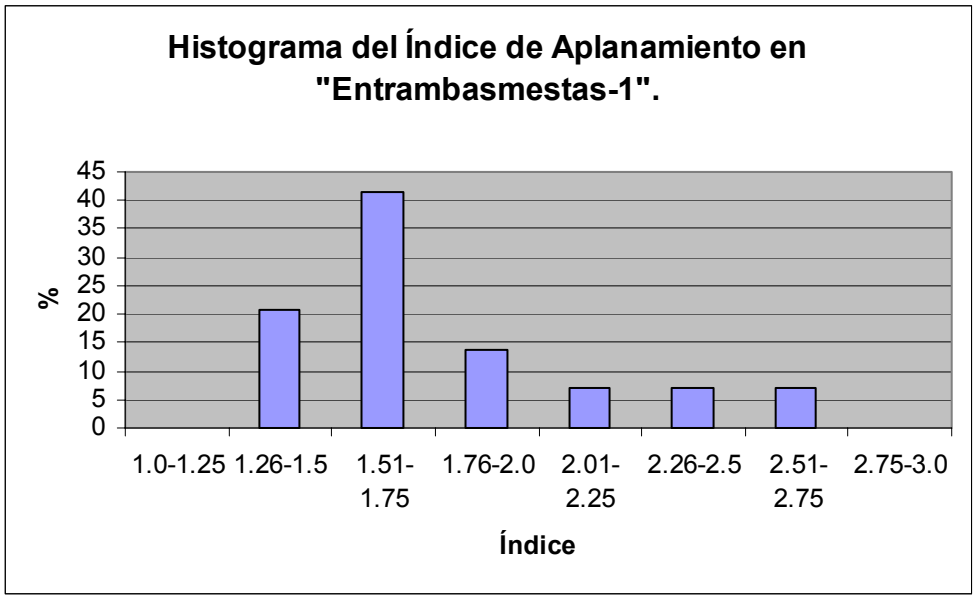


Fig. V-48.- Histograma del Índice de Aplanamiento en "Entrambasmestas-1".

En definitiva, este depósito muestra elementos detríticos con las características típicas de un sector no muy alejado de la cabecera del río, con tamaños moderados, escasa aplanamiento y un desgaste moderado. También confirma la existencia de una predominancia de los aportes laterales correspondientes a las areniscas del *"Weald"* sobre las de origen longitudinal.

2.- Entrambasmestas-2 (paraje de confluencia con río Magdaleno):

Este sector ofrece un notable interés ya que puede permitir evaluar los aportes introducidos por el río Magdaleno en el cauce del río Pas. El depósito analizado se encontraba en la margen izquierda del Pas y la barra al que se asociaba tenía una superficie de unos 30 m^2. Concretamente se emplazaba en el río a unos 100 m después de la confluencia con el Magdaleno. El lecho del río es aquí de naturaleza aluvial y no se aprecian los afloramientos del sustrato.

Fig. V-49.- Punto de muestreo en Entrambasmestas-2.

Respecto a la naturaleza litológica (Fig. V-50), cabe apuntar que se vuelve a encontrar distintos materiales: areniscas de naturaleza silícea - unas de origen jurásico y otras cretácicas principalmente -. Éstas últimas proceden de los potentes y extensos afloramientos que asoman en las abruptas vertientes de las cercanías al Puerto del Escudo y de las inmediaciones al nacimiento del río Pas. Alcanzan el fondo de valle, tanto por procesos de ladera como por el arrastre efectuado por las aguas de diversos arroyos. La presencia de alguna dolomía (3%) puede corresponder a los materiales cretácicos (calcáreo-dolomíticos) que afloran en las inmediaciones del río Magdaleno y que son evacuados a lo largo de bastantes kilómetros. Por ello, ninguno de los cantos sobrepasaba los 80 mm de longitud dentro de esta naturaleza. Sin embargo, las areniscas ofrecen una mayor proporción: el 66% son cretácicas, el 23% son jurasicas y un 7% son indeterminadas. Por otro lado, abundan casi todos los tamaños, pero aún son relativamente grandes, ya que el 60% está por encima de los 120 m y la mediana supera los 82 mm. El centilo medía 1,1 m (1100 mm), tamaño bastante considerable y de naturaleza areniscosa de facies *"Weald"* escasamente rodado y testigo del aporte lateral.

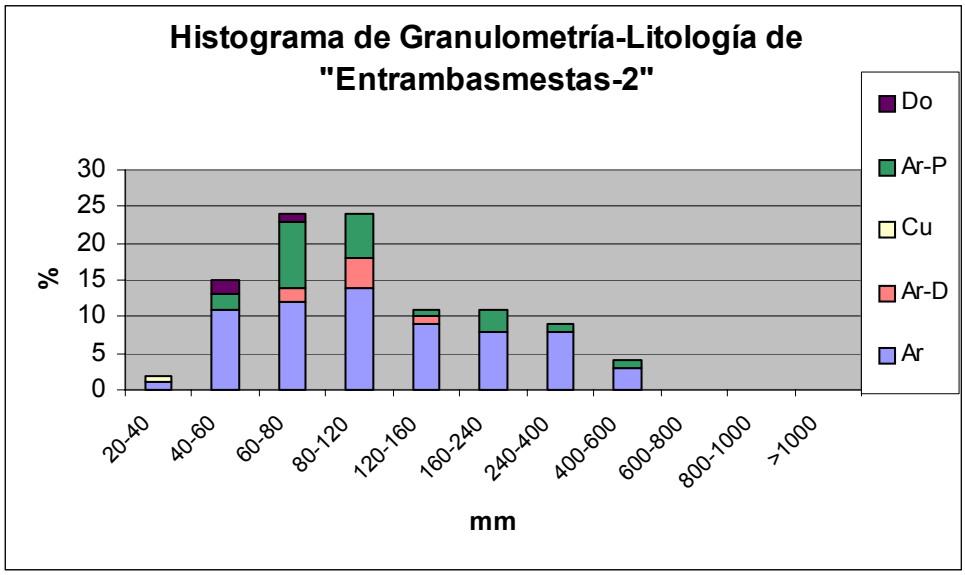


Fig. V-50.- Granulometría y naturaleza de los aluviones en la confluencia del Pas con el río Magdaleno.; Ar-P: areniscas del *"Purbeck"* (Jurásico); Ar-C: areniscas del *"Weald"* (Cretácico); Ar-D: areniscas de otras facies; Do: materiales calizo-dolomíticos (Cretácico); Cu: cuarcitas.

Desde el punto de vista morfométrico se puede señalar lo siguiente:

La mediana del Índice de Desgaste (Id) es de 245, lo que sugiere que un moderado valor del desgaste de los cantos ya se ubica a pocos kilómetros del tramo de cabecera (Fig. V- 51).

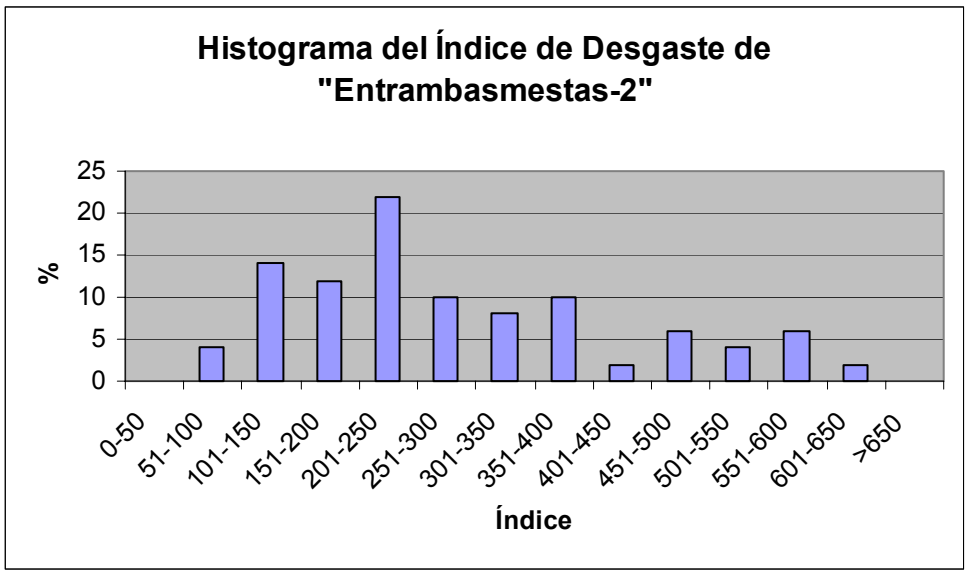


Fig. V-51.- Histograma del Índice de Desgaste en "Entrambasmestas-2".

La mala clasificación del histograma de desgaste y la existencia de cantos sin desgaste (<100) o muy desgastados (>500), indica una dinámica fluvial longitudinal a veces enérgica, aunque muy influenciada por la llegada de aportes laterales. A ello hay que añadir un notable porcentaje de roturas (18%) lo que indica fuerte torrencialidad en este tramo. Esto es debido a la elevada pendiente de este sector.

La mediana del Índice de Aplanamiento (Ia) es de 1,65 valor que implica unas formas poco aplanadas en los cantos (Fig. V-52).

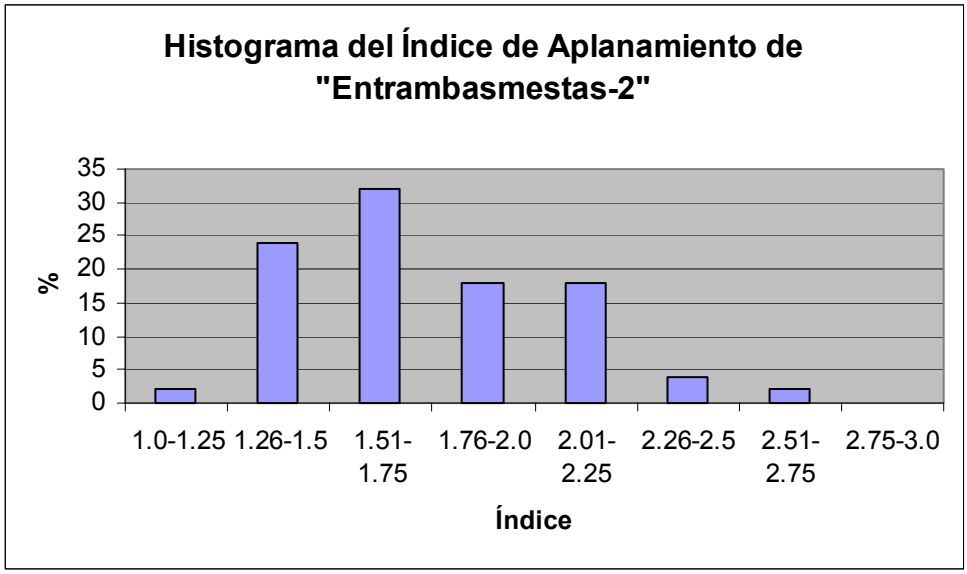


Fig. V-52.- Histograma del Índice de Aplanamiento en "Entrambasmestas-2".

En definitiva, en comparación con "Entrambasmestas-1" los tamaños de los cantos (incluido el centilo) han disminuido, al igual que los valores de desgaste. Aparecen nuevos materiales: la dolomía y la cuarcita, lo que indica un aporte longitudinal desde aguas arriba del Magdaleno.

3.- Ontaneda "Puente del ferrocarril" (Fig. V-53):

Este depósito se encuentra ubicado en el segundo tramo de canalización del río Pas (año 1991) y muy cerca del comienzo del mismo. Los cantos se tomaron en la margen derecha del río en una barra de unos 100 m de largo por unos 10 m de ancho.

Fig. V-53.- Ontaneda "Puente del ferrocarril". Vista del depósito investigado.

La litología muestra una dominancia total de las areniscas: 63% de areniscas del *"Weald"*, 34% del *"Purbeck"* y un 3% de otras facies (Fig. V-54). No existen materiales calcáreos y/o dolomíticos, ni rastro de otros roquedos, a pesar de que el río ha discurrido junto a vertientes donde afloran estratos jurásicos de esta naturaleza. Esto muestra la carencia de aportes laterales en la carga fluvial donde sólo funcionan los sedimentos longitudinales transportados desde aguas arriba (sobre todo areniscas). Esta circunstancia puede deberse, bien a los efectos de la canalización que impiden la socavación lateral de los roquedos y de los aluviones protegidos en las márgenes por las escolleras, o bien a una fuerte edafofitoestabilización de las vertientes. La respuesta parece aproximarse más a la primera opción ya, que este sector se encuentra rodeado de suelos mal fitoetabilizados al estar predominantemente ocupados por pastos.

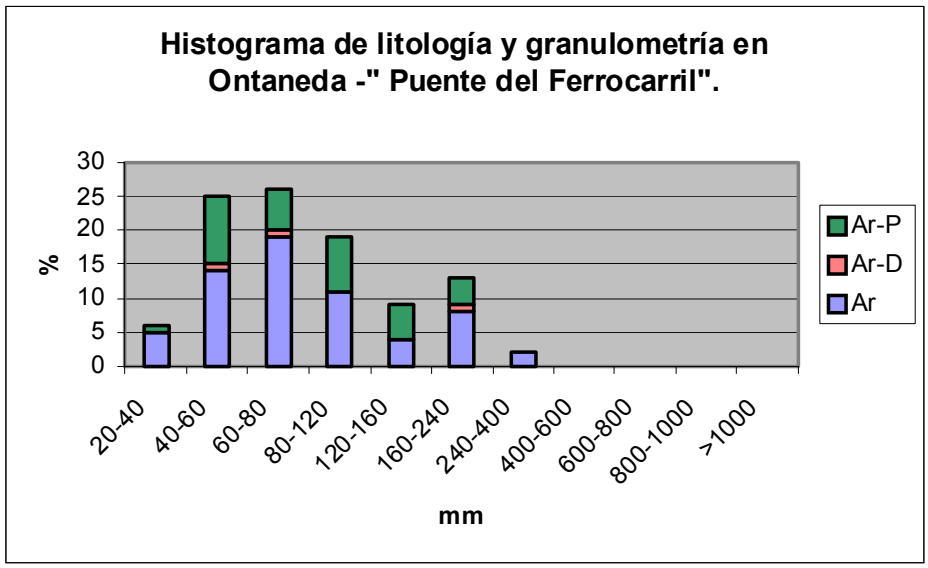


Fig. V-54.- Naturaleza – granulometría en Ontaneda - "Puente del ferrocarril"; Ar-P: areniscas del *"Purbeck"* (Jurásico); Ar: areniscas del *"Weald"* (Cretácico); Ar-D: areniscas de naturaleza diversa.

La mediana granulométrica es de 75 mm, valor sensiblemente inferior a los de muestras anteriores. En este caso, un 57% de los aluviones se encuentran por debajo de los 80 mm, lo que certifica una disminución del tamaño con respecto a tramos de aguas arriba. El centilo vuelve a coincidir con una arenisca y sólo alcanza una dimensión moderada (370 mm). La clasificación de los materiales es relativamente mala.

La mediana del índice de desgaste (Id) es de 240 (Fig. V-55). Es, pues, semejante al valor obtenido en los depósitos emplazados más arriba. Las roturas en este tramo superaban el 10%.

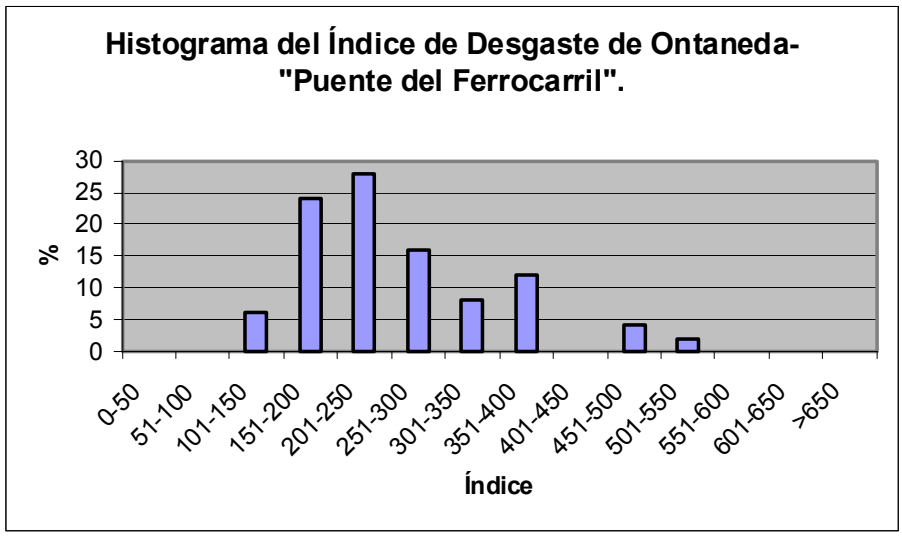


Fig. V-55.- Histograma del Índice de Desgaste en Ontaneda - "Puente del ferrocarril".

Respecto a la mediana del índice de aplanamiento (Ia), es de 1,67, muy similar al punto dos de toma de muestras (Fig. V-56).

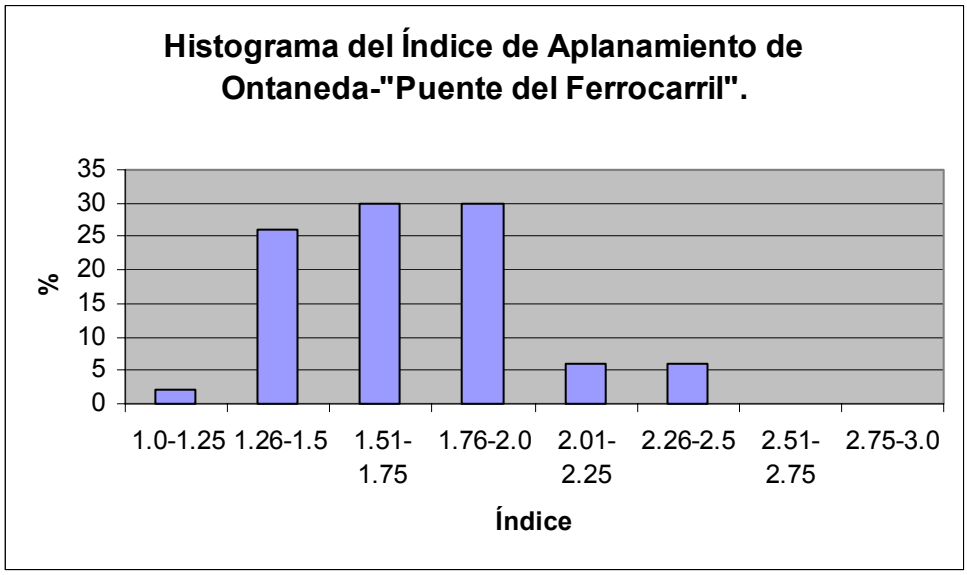


Fig. V-56.- Histograma del Índice de Aplanamiento en Ontaneda - "Puente del ferrocarril".

4.- Borleña ("Parque"):

Las gravas analizadas en esta estación se asociaban a una barra (280 m^2) localizada en la margen izquierda del cauce. Se encontraba a unos cientos de metros de la finalización del segundo tramo canalizado efectuado en el Pas y próximo al *"Puente de la Unión Deseada"*. En el lecho aflora el sustrato rocoso compuesto por margas negras tableadas del Jurásico.

Fig. V-57.- Vista del depósito de cantos y gravas estudiado en el cauce próximo a la localidad de Borleña.

Respecto a la naturaleza de los aluviones (Fig. V-58), la arenisca vuelve a ser el principal elemento: un 70% son de origen cretácico (*"Weald"*). Existe un nuevo material (3-5%) vinculado a las margas tableadas de color negro liberados por la erosión fluvial en el lecho rocoso del río. Destacar, una vez más, la inexistencia de materiales calcáreos o de otra índole, por lo que persiste la ausencia de aportes laterales.

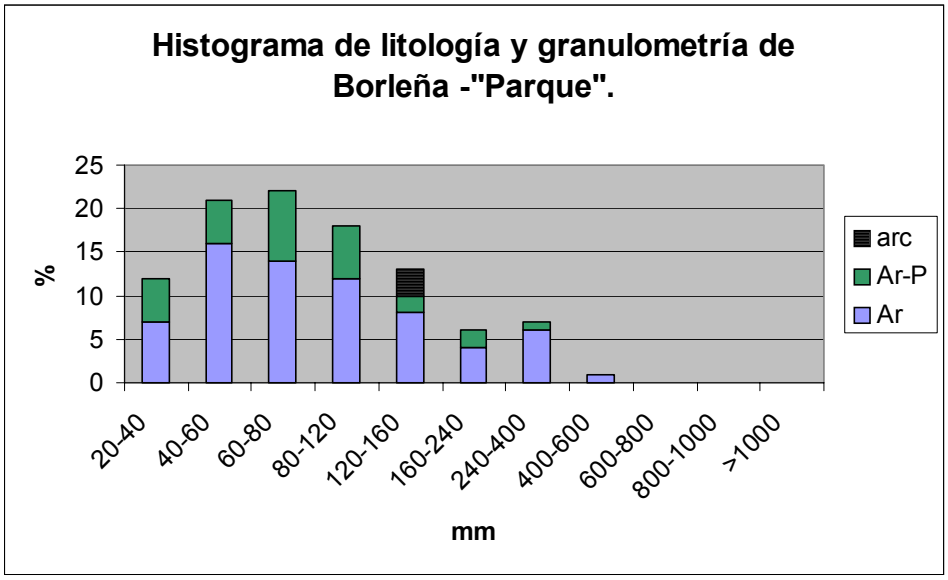


Fig. V-58.- Histograma de litología y granulometría de Borleña – "Parque". arc: margas tableadas negras; Ar-P: areniscas *"Purbeck"*; Ar: areniscas *"Weald"*.

La mediana de los tamaños se encuentra en el umbral de cantos medianos (60-120 mm) y alcanza el valor de 75 mm por lo que no difiere mucho del punto 3 (Ontaneda). De modo semejante, los contornos del histograma apenas ofrecen grandes diferencias. El centilo pertenece a una arenisca de 670 mm, es decir, de mayor tamaño que el encontrado en Ontaneda. Otro hecho a considerar es el aumento en un 7-8% de granulometrías de 20-40 mm.

La mediana del índice de desgaste (Id) (Fig. V-59) tiene un valor de 266, algo más elevado que el obtenido en el depósito anterior. Un 36% de los cantos se encuentran rotos, porcentaje muy elevado que sugiere la alta torrencialidad que, en ocasiones, muestra este tramo del lecho fluvial.

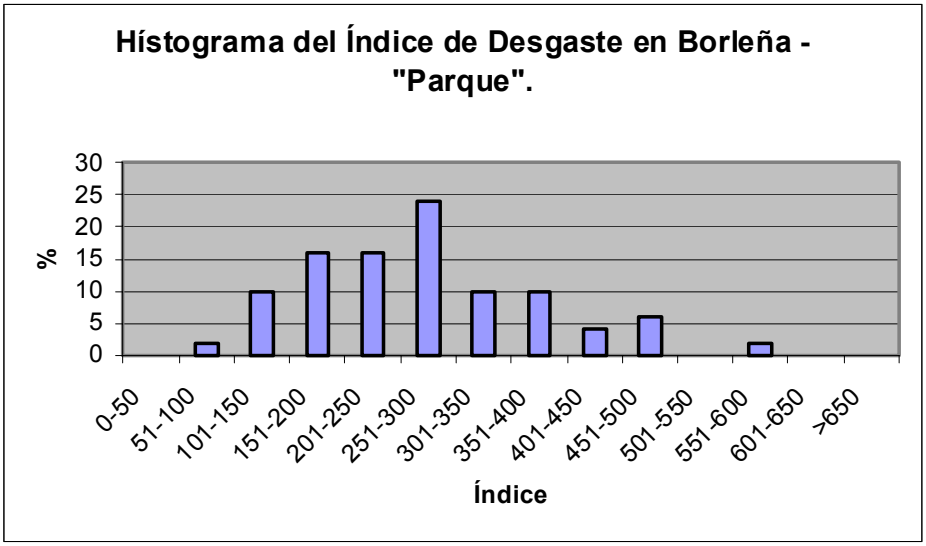


Fig. V-59.- Histograma del Índice de Desgaste en Borleña - "Parque".

La mediana del índice de aplanamiento (Ia) (Fig. V-60) es 1,63, luego los cantos están ligeramente aplanados sin grandes diferencias respecto a otros puntos de observación de aguas arriba.

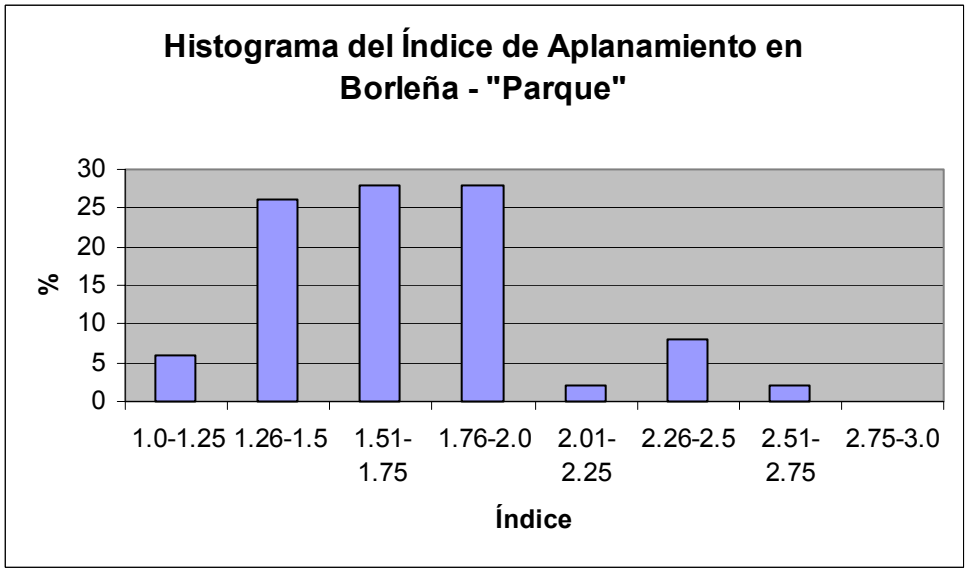


Fig. V-60.- Histograma del Índice de Aplanamiento en Borleña - "Parque".

En resumen se trata de un tramo de alta torrencialidad donde el elevado número de cantos rotos tiene su origen en la colisión de los elementos gruesos acarreados en los momentos de crecidas. La eficacia y energía de la corriente también se

constata por la existencia de bloques retomados de la escollera que confina el cauce arrancados y transportados algunos cientos de metros hasta el centro del lecho del río.

5.- Puente Viesgo ("Cantera de Corrobarceno"):

El depósito analizado se encuentra en la margen derecha del río y alcanza una notable extensión (700 m^2 aproximadamente) si consideramos las dimensiones de otras barras de esta cuenca. Además de su superficie sus aluviones ofrecen una notable estabilidad pues la barra ha permanecido durante más de 10 años en el fondo del valle. Una de las particularidades de este punto de control, es que se encuentra en las inmediaciones del vaso de un antiguo azud (1,5 m de altura), cuyas aguas eran desviadas hasta un molino (actualmente abandonado). Éste último, es uno de los factores (sin descartar otros) principales responsables de la estabilidad de la barra ya que neutraliza los efectos de la torrencialidad y propicia la acumulación de gravas en este sector. Además, el sustrato rocoso aflora en el mismo cauce donde asoman estratos calcáreos asociados a las denominadas "*Calizas de Montaña*", de edad carbonífera.

Fig. V-61.- Vista del depósito de cantos y gravas de Puente Viesgo.

En los materiales aluviales predominan las areniscas (Fig. V-62). Como novedad aparecen ciertas cantidades de areniscas permo-triásicas (5%). A pesar de todo, las de naturaleza de cretácica siguen siendo las más abundantes (61%) y, en menor medida, las de origen jurásico del *"Purbeck"* (23%); las "*Calizas de Montaña*" procedentes de las inmediaciones alcanzan un 8% del total de las gravas. Por último, las margas negras tableadas, cuyo origen estaba en el propio lecho del río, en las proximidades de Borleña, constituyen un 3% del total de los cantos. La mediana granulométrica es de 120 mm. Esto implica un ascenso considerable del tamaño de los materiales como se aprecia en el histograma y por lo tanto, una reaparición de los aportes locales ya que no existe canalización en este tramo. El centilo se encuentra en 850 mm y pertenece a una arenisca. No obstante, existen roquedos de la "*Caliza de Montaña*" a punto de liberarse en el lecho del río con tamaños próximos a los 2 m.

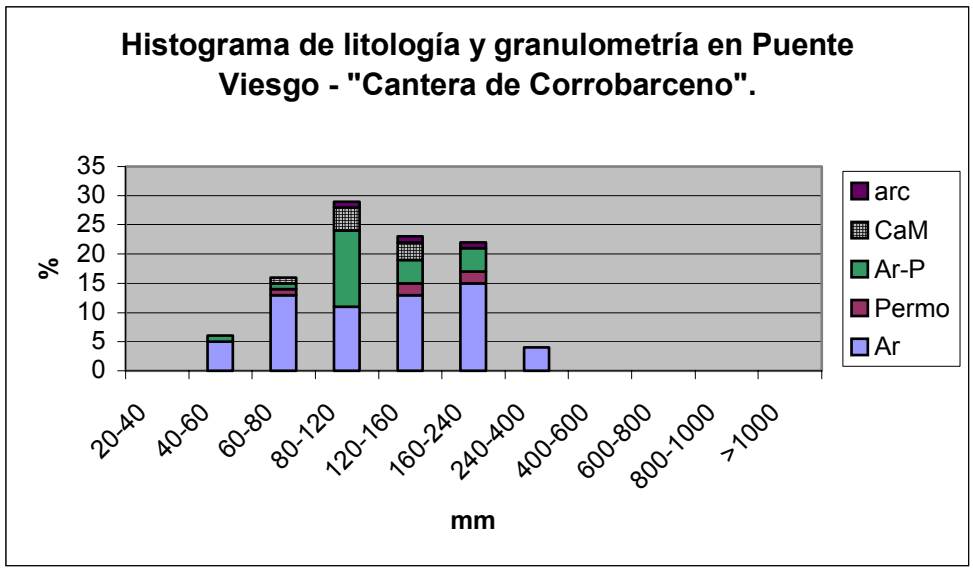


Fig. V-62.- Histograma de litología y granulometría en Puente Viesgo – "Carretera de Corrobarceno". CaM: "Calizas de Montaña"; arc: arcillas tableadas negras; Ar-P: areniscas *"Purbeck"*; Ar: areniscas *"Weald"*; Permo: areniscas del Permo-trías

Este incremento del tamaño, se debe tanto a que incorpora "in situ" los materiales correspondientes a la "*Caliza de Montaña*" (con tamaños medios entre 120 y 240 mm) y, también, a los nuevos aportes laterales, desde la margen izquierda, de areniscas jurasicas, esta vez sí, sin que lo impida una canalización o reforzamiento de cauce.

- La presencia novedosa de las areniscas rojas del Permo-Trías. Sus estratos se adosan a las capas de las calizas paleozoicas y liberan fragmentos de notable tamaño.
- Nuevos aportes laterales de margas negras en un afloramiento cercano en la margen derecha.

El índice de desgaste (Id) (Fig. V-63) tiene una mediana de 373 lo que demuestra un incremento considerable del desgaste. Hay que decir, que este valor lo aportan los materiales más alóctonos con dimensiones entre 40-60 mm. Por otro lado, persiste el elevado número de cantos rotos: 34%, lo que sigue evidenciando la alta torrencialidad de este tramo, complicada en parte por el salto de agua, el choque y la fricción de los cantos y gravas contra el lecho y las márgenes con la "*Caliza de Montaña*", de naturaleza resistente.

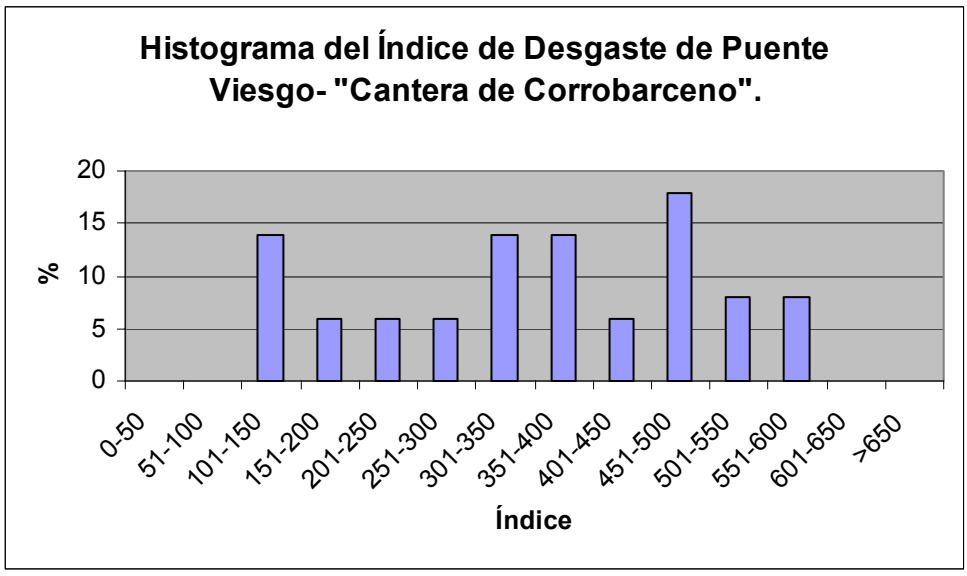


Fig. V-63.- Histograma del Índice de Desgaste en Puente Viesgo - "Cantera de Corrobarceno".

El índice de aplanamiento (Ia) (Fig. V-64) tiene una mediana de 1,7 lo que implica, con respecto a los tramos anteriores, un ligero incremento que no merece ser comentado.

En definitiva, con respecto a este tramo, hay que destacar la entrada de nuevos aportes laterales (posiblemente por la interrupción del trazado de las canalizaciones) y la energía de la corriente vinculada a un cambio brusco de la pendiente del río que pasa de un 8% a un 11%.

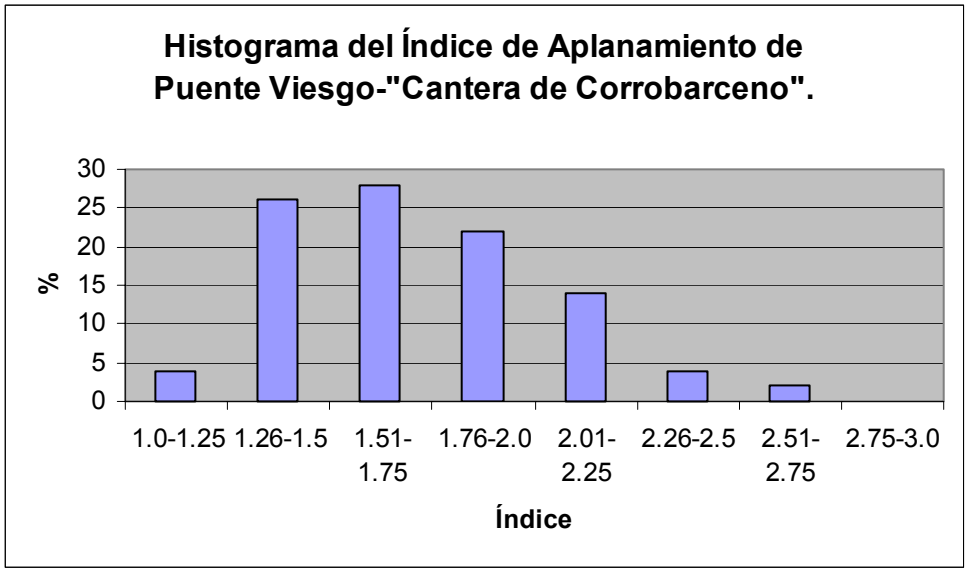


Fig. V-64.- Histograma del Índice de Aplanamiento en Puente Viesgo - "Cantera de Corrobarceno".

6.- Vargas ("Puente") (Fig. V-65):

Esta barra de aluviones tiene un tamaño de unos 100 m^2 en estiaje. Se encuentra en la margen izquierda del río y a unas decenas de metros antes de la confluencia del Pas con el río Pisueña. Es un tramo en el que el valle vuelve a ampliar sus dimensiones una vez que ha salido del estrecho tramo de Puente Viesgo. El lecho del río no muestra afloramientos rocosos y su naturaleza es completamente aluvial.

Fig. V-65.- Vistas del depósito analizado en Vargas – "Puente".

La naturaleza de los elementos detríticos aluviales (Fig. V-66) sedimentados en este tramo es muy variada existiendo todo tipo de materiales: calizas, dolomías, areniscas de diversos orígenes y margas. Esto acontece en un tramo donde no se realizó canalización alguna.

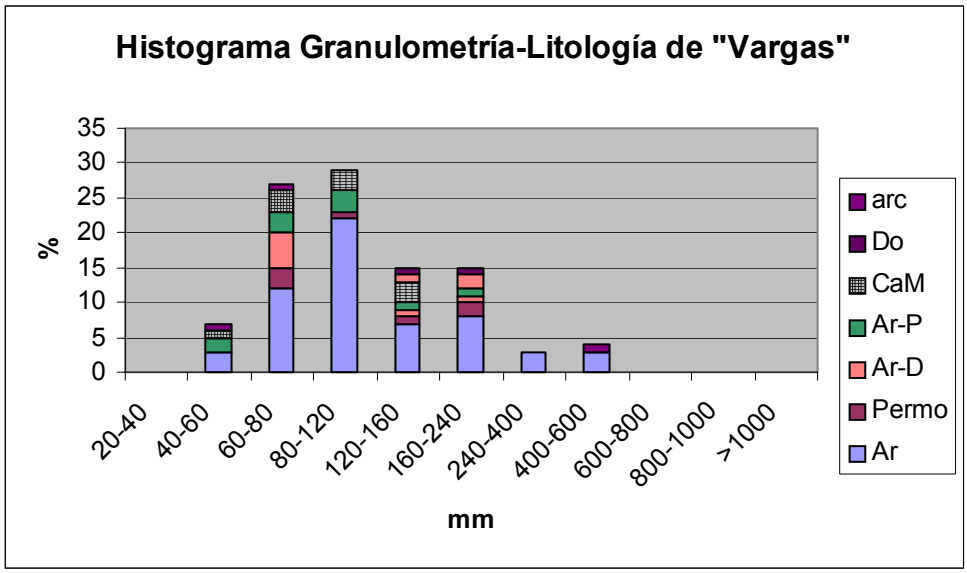


Fig. V-66.- Histograma de litología y granulometría de "Vargas". Do: Dolomías del jurásico; CaM: "*Calizas de Montaña*"; arc: arcillas tableadas negras; Permo: areniscas del Permotrías; Ar: areniscas *"Weald"*; Ar-P: areniscas *"Purbeck"*; Ar-D: areniscas de naturaleza desconocida.

Los tamaños de los aluviones se han reducido sensiblemente respecto a Puente Viesgo, concentrándose más del 50% entre los 60 y 160 mm. La mediana es de 97 mm. El centilo corresponde a una arenisca de 733 mm de longitud.

El valor de la mediana del índice de desgaste (Id) (Fig. V-67) es de 434 lo que implica un desgaste bastante considerable (próximo a 500). En el histograma se aprecia cómo el 40% de los cantos sobrepasan un valor de desgaste de 500; hecho que se registra por primera vez en lo que llevamos analizado del río. Por otro lado, hay una disminución de las roturas 20% aproximadamente) respecto a Puente Viesgo.

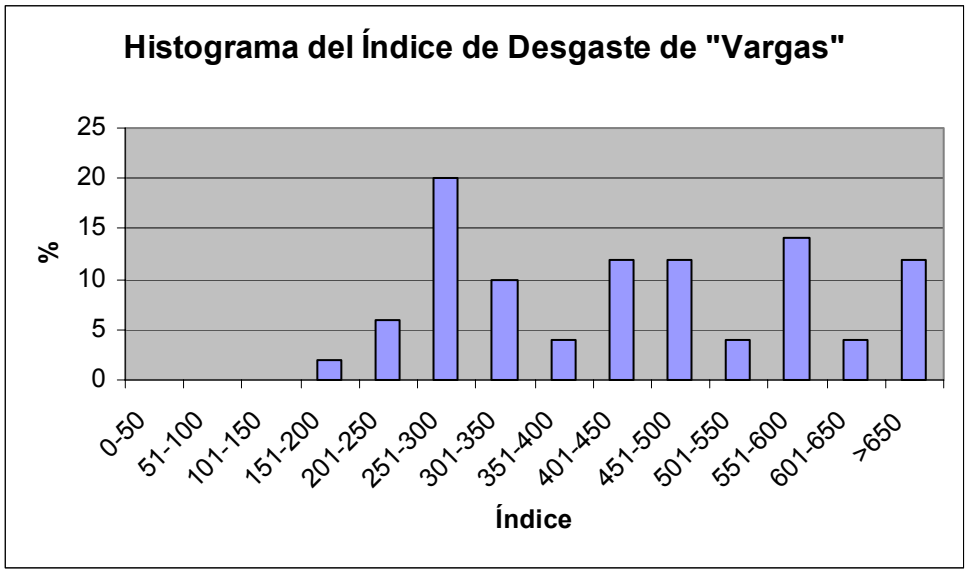


Fig. V-67.- Histograma del Índice de Desgaste en Vargas - "Puente".

El índice de aplanamiento (Fig. V-68) tiene una mediana de 1,62. Esta leve disminución puede estar dada por la aparición de materiales próximos y una mayor esfericidad de los cantos producida por los efectos de rodamiento en el lecho.

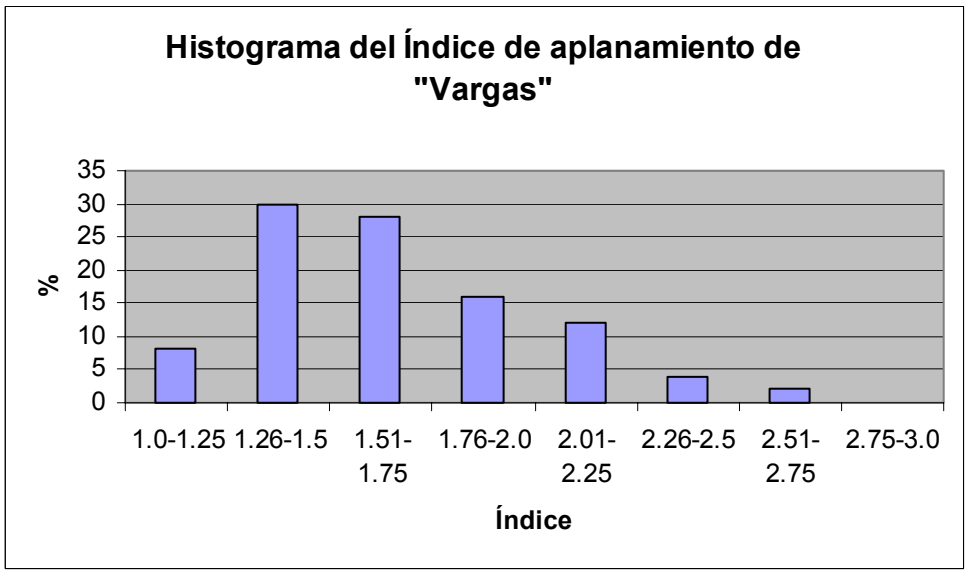


Fig. V-68.- Histograma del Índice de Aplanamiento en Vargas - "Puente".

7.- Renedo ("Puente del Ferrocarril) (Fig. V-69):

Es un depósito aluvial asociado a una barra emergida de unos 250 m de longitud por 30 m de anchura. Se encuentra ubicado en la margen izquierda del Pas. En este paraje, todo el lecho del río es de tipo aluvial con arenas y cantos rodados. Hay que decir que, si bien no existe una canalización, sí hay un sector protegido por escolleras entre el punto anterior de medida (Vargas) y éste. Las defensas se prolongan por las dos márgenes.

En la composición litológica de este depósito (Fig. V-70) se advierte la desaparición de gran parte de los materiales de tipo calizo y arcilloso, volviendo a retomar las areniscas el papel principal. No obstante, son visibles algunas *"Calizas de Montaña"* procedentes de los afloramientos carboníferos situados en las vertientes de aguas arriba (Puente Viesgo). La mediana del tamaño es de 70 mm y el centilo tiene una longitud en su eje mayor de 330 mm (los valores más bajos hasta el momento).

Fig. V-69.- Vista del depósito analizado en Renedo – "Puente del ferrocarril".

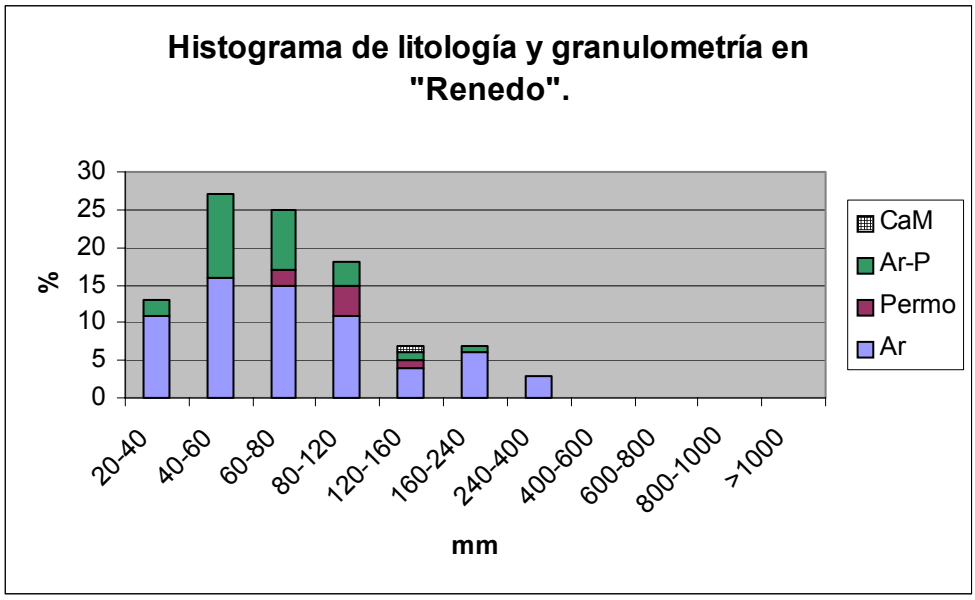


Fig. V-70.- Histograma de litología y granulometría en "Renedo". CaM: "Calizas de Montaña"; Permo: areniscas del Permotrías; Ar: areniscas *"Weald"*; Ar-P: areniscas *"Purbeck"*.

El índice de desgaste (Fig. V-71) tiene una mediana de 433 lo que vuelve a implicar un desgaste considerable. Además, más del 40% de los cantos están por encima del valor de 500. Hay un bajo índice de roturas respecto a otros puntos (15%). Esto sugiere que nos encontramos posiblemente en un tramo donde la energía del río sufre un notable descenso y por tanto, favorable a la acumulación de aluviones.

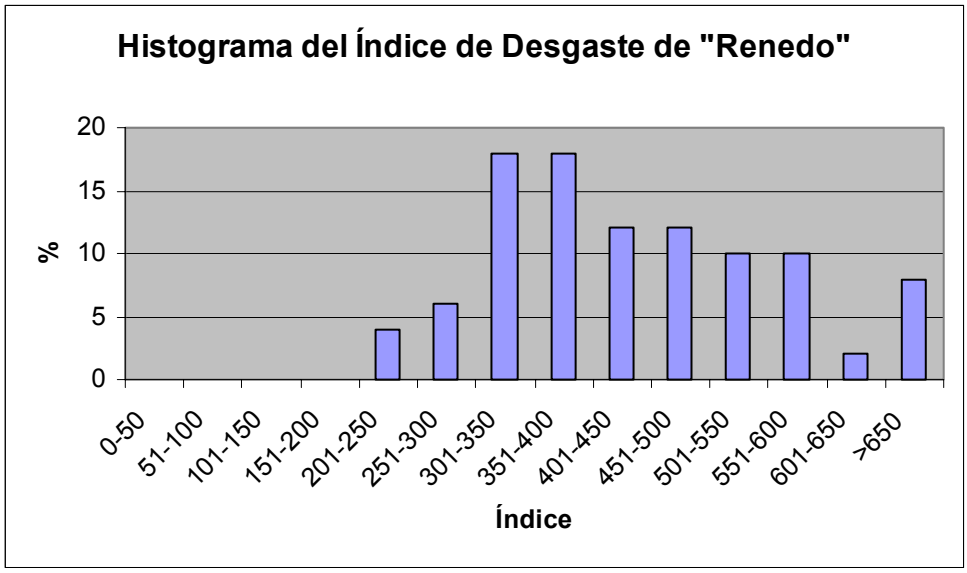


Fig. V-71.- Histograma del Índice de Desgaste en Renedo - "Puente del ferrocarril".

El índice de aplanamiento (Fig. V-72) tiene el valor de 1,59. Es el más bajo hasta el momento de todo el valle y se relaciona con el incremento de la esfericidad de los sedimentos gruesos transportados por el río.

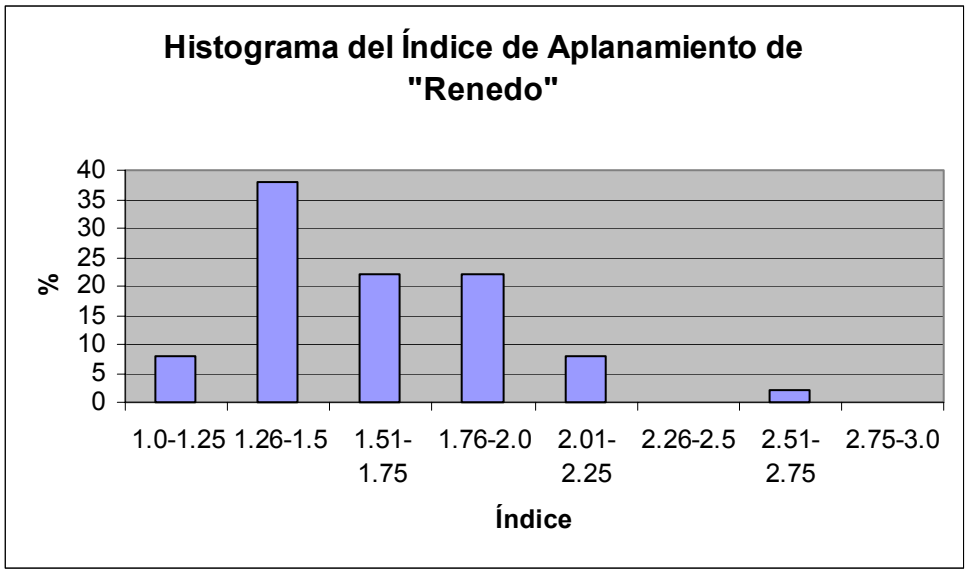


Fig. V-72.- Histograma del Índice de Aplanamiento en Renedo - "Puente del ferrocarril".

En definitiva, es un sector con notable disminución de la energía y, por tanto proclive a la colmatación del lecho por los aluviones. La causa: la considerable pérdida de velocidad de las aguas determinada por la disminución de la pendiente del cauce (por debajo del 0,5%).

8.- Barcenilla (Molino de "La Trampa"):

Este depósito se encuentra en el muro de una acumulación de arenas de más de 4 m de espesor emplazado en la margen izquierda del Pas. Está situado a sólo 8 km de la desembocadura.

El 99% de los elementos detríticos gruesos ofrecen tamaños que están por debajo de 120 mm. La mediana está en 49 mm, el valor más bajo de todos los espectros granulométricos analizados. La naturaleza litológica es casi totalmente areniscosa (99%)

y los aluviones proceden principalmente de la facies "*Weald*". Existe un 1% de las areniscas permotriásicas que aparecieron en Puente Viesgo junto al sustrato paleozoico. Esta composición litológica y la no existencia de aluviones de tamaños mayores a 160 mm, sugieren que el depósito está compuesto en su totalidad de materiales de aporte longitudinal. Debe tenerse en cuenta que este sector ofrece ciertos condicionantes que no son propicios para la llegada de aportes laterales: laderas próximas bien fitoestabilizadas desde hace mucho tiempo (algo más de un siglo) con "Eucaliptus globulus" así como la existencia de tramos con refuerzos de los cauces del río desde la población de Salcedo. El centilo es de 500 mm y, también, pertenece a una arenisca cretácica, posiblemente testigo de la última crecida del año en este sector del río (Fig. V-73).

El histograma (Fig. V-73) muestra una clasificación muy buena, concentrándose entre los 0 y los 60 mm más del 70% de los cantos analizados.

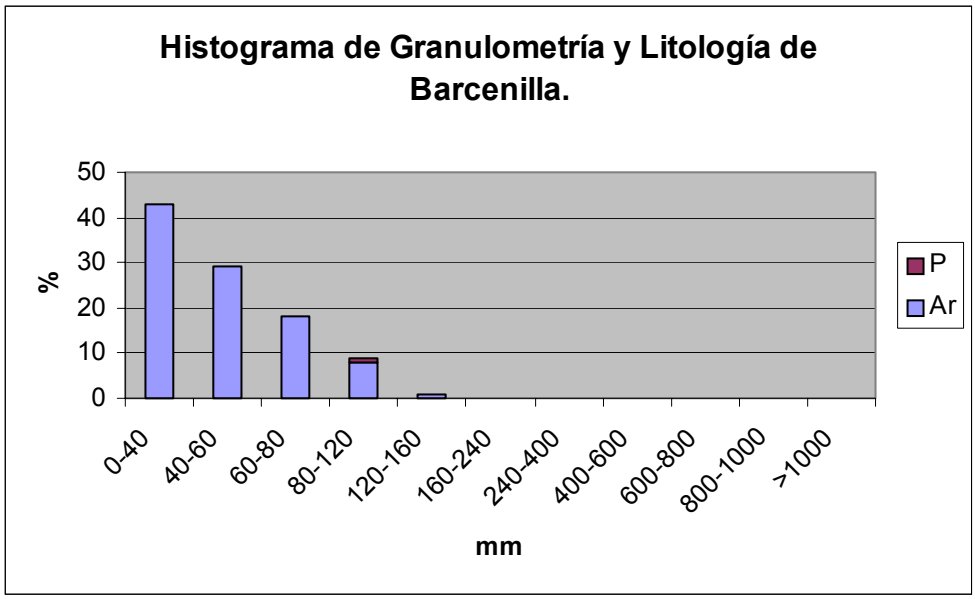


Fig. V-73.- Granulometría y naturaleza de los materiales en Barcenilla: Ar: areniscas del Cretácico (facies *"Weald"*); P: areniscas del Permo-Trías.

Respecto al índice de desgaste, la mediana es de 348 (Fig. V-74), lo que implica un desgaste acusado, posiblemente por la eficacia de los procesos de rodamiento en el fondo del lecho (Fig. V-75).

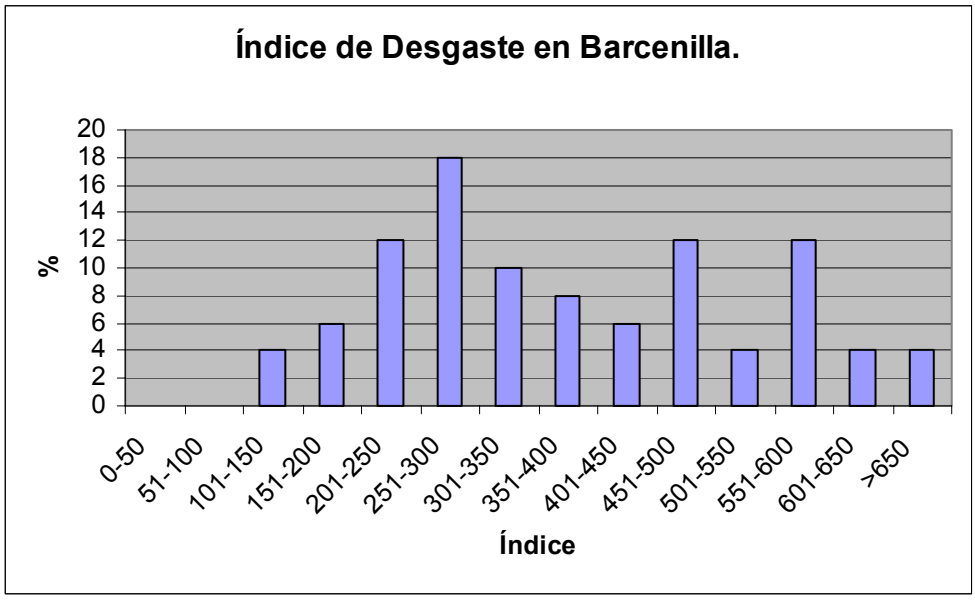


Fig. V-74.- Histograma del Índice de Desgaste en Barcenilla – Molino de "La Trampa".

El índice de aplanamiento ofrece una mediana con un valor de 1,5. Se trata, pues, de aluviones poco aplanados. Esto va en relación directa a que, en este tramo inferior del valle, los cantos han sufrido un notable proceso de rodamiento a consecuencia de la naturaleza alóctona de estos aportes provenientes de tramos más altos (Fig. V-75).

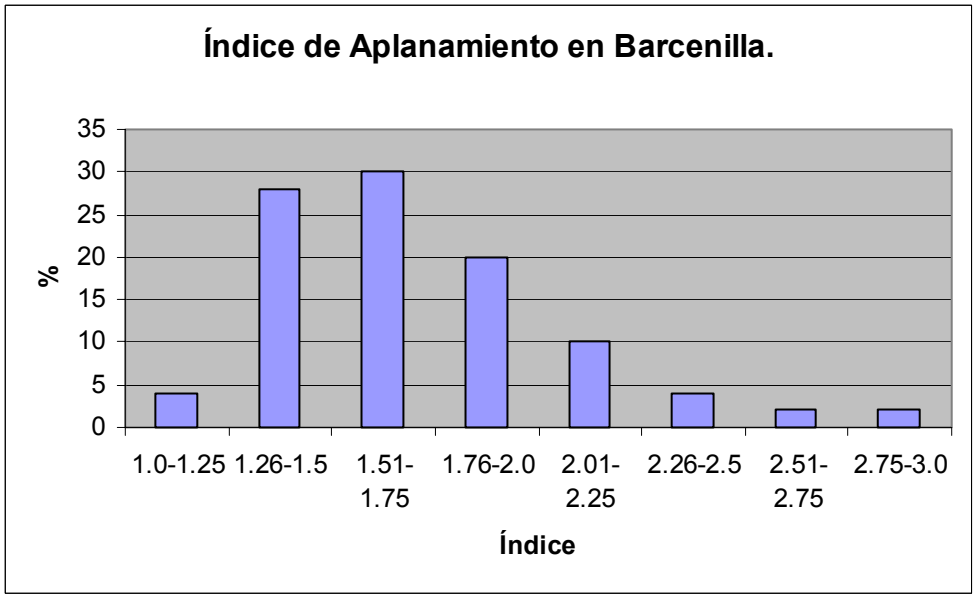


Fig. V-75.- Histograma del Índice de Aplanamiento en Barcenilla – Molino de "La Trampa".

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE MADRID

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA

MADRID, CURSO 2007-2008

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA): ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

Tesis Doctoral que presenta
Carlos Arteaga Cardineau

VOLUMEN II

Dirigida por el Profesor Doctor
D. **Juan Antonio González Martín**

VOLUMEN I

INDICE **Pág.**

INTRODUCCIÓN. ……..…. **1**

CAPÍTULO I:
PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DEL ESPACIO GEOGRÁFICO DE LA CUENCA DEL PAS. **4**

1.1.- EL RELIEVE Y LAS FORMAS DE MODELADO. ..…….. **6**

1.2.-HIDROGRAFÍA. ……... **12**

1.3.- EL MEDIO BIOCLIMÁTICO. …….. **13**

1.3.1.- RASGOS CLIMÁTICOS. ……... **13**

1.3.2.-ASPECTOS BIOGEOGRÁFICOS, USOS DEL SUELO Y PAISAJE EN LA CUENCA DEL PAS. …… **21**

1.3.2.1.- Las cubiertas vegetales. …… **21**
1.3.2.2.- Formaciones edáficas. …….. **26**
1.3.2.3.- Los usos del suelo. ……. **28**
1.3.2.4.- La fauna de la cuenca del Pas. …… **30**
1.3.2.5.- Breve síntesis del Paisaje cultural. ……... **33**
1.3.2.6.- Figuras de Protección. …….. **36**

1.4.- ALGUNOS ASPECTOS HISTÓRICOS. ……... **37**

1.5.-ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS GENERALES. **43**

CAPÍTULO II :
OBJETIVOS Y METODOLOGÍA. …….. **46**

2.1.- OBJETIVOS. …… **46**

2.2.- METODOLOGÍA. …… **47**

2.2.1.- TRABAJOS DE CAMPO. …… **51**

2.2.2.- TÉCNICAS DE LABORATORIO. ……..... **59**

2.2.2.1.- Morfometría. ……. **59**
2.2.2.2.- Análisis granulométrico de sedimentos finos (arenas y limos). …….. **60**
2.2.2.3.- El análisis morfoscópico de los granos. ……... **61**
2.2.2.4.- Difracción de Rayos-X. …… **62**

Pág.

2.2.2.5.- Análisis de elementos químicos mayoritarios (análisis de la mineralogía y de la contaminación). …….. **62**
2.2.2.6.- Análisis de contaminantes en la "ictiofauna". …… **66**
2.2.2.7.- Análisis de metales pesados disueltos en el agua. …… **68**

2.2.3.- PROCEDIMIENTOS FOTOGRAMÉTRICOS. ……... **69**

2.2.3.1.- Fotogrametría convencional. …… **73**
2.2.3.2.- Apoyo fotogramétrico de campo. El empleo del GPS. ... **74**
2.2.3.3.- Fotogrametría de objeto cercano con el programa CDW. ……... **76**
2.2.3.4.- Medidas en la "Duna Móvil central" de Liencres. … **78**

2.2.4.- MÉTODOS APLICADOS AL ANÁLISIS DE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN. …… **79**

2.2.4.1.- Fuentes documentales y bibliografía. ……... **79**
2.2.4.2.- Variables estadísticas obtenidas y analizadas. …… **80**
2.2.4.3.- Métodos estadísticos: el análisis climático y del caudal por el método de Gumbel. ……... **84**

2.2.5.- TRABAJO DE GABINETE. ……..... **88**

CAPÍTULO III :
EL MARCO MORFOESTRUCTURAL DONDE SE LOCALIZA LA CUENCA MEDIA Y BAJA DEL VALLE DEL PAS. ……... **89**

3.1.- LOS ROQUEDOS DE LA CUENCA MEDIA Y BAJA. …….. **89**

3.1.1.- LAS "CALIZAS DE MONTAÑA" DEL PALEOZOICO. ... **91**

3.1.2.- CONGLOMERADOS Y ARENISCAS TRIÁSICAS: LAS FACIES "*BUNTSANDSTEIN*". …… **93**

3.1.3.- ARCILLAS Y YESOS: LAS FACIES "*KEUPER*"……. **94**

3.1.4.- CALIZAS Y DOLOMÍAS JURASICAS. ……. **96**

Pág.

3.1.5.- LOS MATERIALES DETRÍTICOS DE LAS "FACIES "*PURBECK*" (JURÁSICO SUPERIOR) Y "*WEALD*" (CRETÁCICO INFERIOR). ……..... **97**

3.1.6.- CALIZAS ARRECIFALES DEL CRETÁCICO INFERIOR.. **100**

3.1.7.- LIMOS, ARCOSAS Y CALCARENITAS DEL CRETÁCICO MEDIO. …….. **101**

3.1.8.- CALCARENITAS Y MOLASAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR. ……..... **101**

3.1.9.- MARGAS, CALIZAS ARCILLOSAS Y ARENOSAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR. …… **101**

3.1.10.- DOLOMÍAS Y CALIZAS DEL PALEOCENO Y DEL PALEÓGENO. ……... **102**

3.2.- PRINCIPALES ETAPAS TECTÓNICAS REGISTRADAS EN ESTE SECTOR DE LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA.. **104**

3.3.- UNIDADES MORFOESTRUCTURALES. ……... **105**

3.3.1.- UNIDADES EXISTENTES EN EL TRAMO BAJO Y DESEMBOCADURA. ……... **105**

3.3.1.1- EL HORST SEPTENTRIONAL. …… **105**
3.3.1.2- EL SINCLINAL COLGADO DE SAN ROMÁN. …… **107**
3.3.1.3- EL GRABEN DE GORNAZO-BOÓ. …….. **109**
3.3.1.4- EL HORST MERIDIONAL DE BARCENILLA. ……. **110**

3.3.2.- LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DEL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO-ONTANEDA). …… **111**

3.3.2.1.- La franja cabalgante del Escudo de Cabuérniga. …… **113**
3.3.2.2.- LOS SINCLINALES COLGADOS DEL "ALTO DE CAMPTE" y DEL "CAMPO DE LUNARES-LA CORONILLA". ……... **115**
3.3.2.3.- "PSEUDO-COMBE" DE SANTIURDE DE TORANZO. **116**

Pág.

CAPITULO IV :
EL ESTARIO DEL PAS: RASAS Y ACUMULACIONES DETRÍTICAS UBICADAS EN SUS MÁRGENES. …… **117**

4.1.- SITUACION Y EMPLAZAMIENTO. ……... **117**

4.2.- LAS RASAS. ……..... **118**

4.2.1.- LAS RASAS EMPLAZADAS EN LOS MÁRGENES DEL ESTUARIO DEL PAS: APORTACIONES DE LA DÉCADA DE LOS AÑOS 70 Y 80. ……. **124**

4.2.2.- LOCALIZACIÓN DE LOS CONJUNTOS MORFOLÓGICOS Y DE ACUMULACIONES EN LAS INMEDIACIONES DEL ESTUARIO DEL PAS. ……..... **131**

4.3.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS COSTERAS: REVISIÓN Y ANÁLISIS PERSONAL DE LAS CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS Y SEDIMENTOLOGICAS DE LAS APORTACIONES PRECEDENTES. ……. **138**

4.4.- ACUMULACIONES LOCALIZADAS ENTRE +65-70 M Y +45-50 M SOBRE EL NIVEL DEL MAR. ……..... **147**

4.5.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS GRUESAS EMPLAZADAS EN LAS PROXIMIDADES DE LA BOCANA DEL ESTUARIO ENTRE + 32 M Y +7-10 M. ……..... **164**

4.6- SÍNTESIS DE LAS CONSIDERACIONES GEOMORFOLÓGICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS QUE OFRECEN LOS DEPÓSITOS SITOS EN EL ESTUARIO DEL PAS. ……... **176**

4.7.- HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ESTUARIO DEL PAS EN FUNCIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS. …… **185**

Pág.

CAPÍTULO V:
LA DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA FLUVIAL EN EL VALLE DEL RÍO PAS. …… **198**

5.1- INTRODUCCIÓN. …… **198**

5.2.- CARACTERÍSTICAS DE LA RED FLUVIAL DEL RÍO PAS. **201**

5.3.- EVOLUCIÓN RECIENTE DE LA DINÁMICA FLUVIAL DEL RÍO PAS: MODIFICACIONES INTRODUCIDAS POR LAS ACTUACIONES DE CANALIZACIÓN. ……. **212**

5.3.1. CAMBIOS (RECIENTES) EN LA DINÁMICA DEL RÍO PAS Y PISUEÑA. …… **214**

5.3.2. EL ORIGEN DE LA CANALIZACIÓN. OBRAS EFECTUADAS. …… …… **222**

5.4.- FACTORES HIDRODINAMICOS: CAUDALES Y FILTRACIONES KARSTICAS. ……... **225**

5.4.1.- EL CAUDAL DEL RÍO PAS. ……..... **227**

5.4.2.- CAUDALES APORTADOS POR OTROS TRIBUTARIOS DEL VALLE DEL PAS. ……..... **228**

5.4.3.- LOS ACUÍFEROS. ……..... **230**

5.4.4.- PÉRDIDAS DE CAUDAL ACAECIDAS EN EL LECHO DEL RÍO PAS. ……..... **232**

5.4.5.- LA DINÁMICA FLUVIAL RECIENTE A PARTIR DEL ANALISIS SEDIMENTOLOGICO DE LOS MATERIALES ALUVIALES DEL LECHO. ……. **239**

VOLUMEN II

Pág.

CAPÍTULO VI:
DINÁMICA ACTUAL EN LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS: CARACTERISTICAS DE SU ESTUARIO Y DEL SISTEMA PLAYA-DUNAS DE LIENCRES. …….. **265**

6.1.- INTRODUCCIÓN. ……... **265**

6.2.- DINÁMICA DEL FUNCIONAMIENTO LITORAL EN LAS PROXIMIDADES A LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS. . **267**

6.2.1.- DINÁMICA LITORAL GENERAL Y PRÓXIMA AL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. …… **267**

6.2.1.1.- Morfología de la Playa de Liencres. …… **267**
6.2.1.2- Las corrientes. …… **274**
6.2.1.3 - El oleaje. ……... **276**
6.2.1.4.-El Transporte Litoral. …… **287**
6.2.1.5.- La acción de las mareas y el nivel del mar. …… **288**

6.2.2.- DINÁMICA EN LA LÍNEA DE PLAYA A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LOS SEDIMENTOS. ……... **290**

6.3.- DINÁMICA EÓLICA. ……..... **294**

6.3.1.- APROXIMACIÓN AL FUNCIONAMIENTO EÓLICO EN LIENCRES. ……... **299**

6.4.-DINÁMICA DEL ESTUARIO. …… **301**

6.4.1.- APROXIMACIÓN AL CONCEPTO DE ESTUARIO Y AL PAPEL SEDIMENTARIO DE SUS DINÁMICAS. …… **301**

6.4.1.1. Tipología de estuarios. ……... **301**
6.4.1.2.- Principales características de los estuarios cantábricos. **312**

6.4.2.- DINÁMICA Y VELOCIDAD DE LAS CORRIENTES: ESQUEMA DE FUNCIONAMIENTO. …… **313**

6.4.2.1.- Análisis de corrientes. …….. **313**
6.4.2.2.- Consideraciones acerca del funcionamiento de las corrientes. ……..... **314**

6.4.3.- DETERMINACIÓN DE LA ONDA DE MAREA. …….. **318**

Pág.

6.4.4.- EVOLUCIÓN Y CAMBIOS RECIENTES DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS ("RÍA DE MOGRO" O "ABRA DEL PAS"). …….. **321**

6.4.4.1.- El estuario en 1956: ("Vuelo americano" escala 1:33.000 aprox.). ……. **323**
6.4.4.2.- El estuario en 1974. …….. **326**
6.4.4.3.- El estuario en 1985. …….. **329**
6.4.4.4.- El estuario en 1988. …….. **331**
6.4.4.5.- El estuario en 1997. …… **333**
6.4.4.6.- Situación del estuario en el año 2001. …….. **336**
6.4.4.7.- Situación del estuario en la actualidad (2007). …… **337**

6.5.- HISTORIA DE LOS IMPACTOS ANTRÓPICOS EN EL SISTEMA DUNAR-ESTUARINO DE LIENCRES:…… **343**

6.5.1- IMPACTOS PRETÉRITOS SOBRE EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ……. **344**
6.5.2.- EFECTOS POTENCIALES DE LA REGRESIÓN DUNAR VINCULADOS A LAS ACTIVIDADES HUMANAS. ……... **349**
6.5.3.- LAS MEDIDAS CORRECTORAS Y DE CONSERVACIÓN. ……..... **351**

CAPÍTULO VII:
EVALUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: DUNAS Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS. ….. **356**

7.1.- ASPECTOS METODOLÓGICOS: ……. **356**

7.2.- ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: …… **359**

7.2.1.- BREVE INTRODUCCIÓN DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA: ……..... **359**

7.2.1.1.- Agentes que intervienen en la génesis de los sistemas dunares: ……... **360**
7.2.1.2.- La génesis de un complejo dunar: …… **362**
7.2.1.3.- Las Morfologías dunares: …….. **363**
7.2.1.4.- El papel de los sistemas dunares en las áreas costeras: La acción defensiva de Liencres. …… **365**

7.2.2.- EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: …….. **366**

Pág.

7.3.- EVALUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR: …… **369**

7.4.- ANÁLISIS DE LAS DUNAS MÁS CARACTERÍSTICAS DE LIENCRES: SEGUIMIENTO Y EVOLUCIÓN. …….. **376**

7.4.1.- "DUNA PIRAMIDAL". …….. **377**

7.4.2.- DUNA MÓVIL DEL "PUNTAL" . …… **389**

7.4.3.- DUNA "MÓVIL CENTRAL" O "LINGÜIFORME" . …….. **395**

7.4.4.- DUNAS PERTENECIENTES A LA MARGEN BAÑADA POR LA RÍA DE MOGRO: ……..... **408**

7.5.- CONSIDERACIONES SOBRE EL SISTEMA DUNAR: ……. **415**

7.6.- ANÁLISIS DEL SISTEMA "*PLAYA-DUNA-ESTUARIO*". …. **417**

7.6.1.- NATURALEZA GRANULOMÉTRICA Y LITOLÓGICA DE LOS SISTEMAS: ……. **417**

7.6.2.- NATURALEZA DE LOS SEDIMENTOS: ……... **428**

7.7- SÍNTESIS INTERPRETATIVA DE LA GRANULOMETRÍA Y MORFOSCOPÍA: EL CICLO DE LAS ARENAS PLAYA-DUNA-ESTUARIO. …….. **430**

CAPÍTULO VIII:
LOS PROCESOS EROSIVOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE LA ROTURA DEL PUNTAL EN 1995. ……... **433**

8.1.- INTRODUCCIÓN A LA EROSIÓN COSTERA. …….. **433**

8.1.1.- CAUSAS NATURALES DE LA EROSIÓN COSTERA. …. **436**

8.1.1.1.- Erosión costera a largo plazo: ……... **436**
8.1.1.2.- Agentes erosivos del litoral. ……... **437**

Pág.

8.1.2.- LA EROSIÓN ANTRÓPICA. ……... **446**

8.2.- BREVE SÍNTESIS DEL BALANCE DE LA EROSIÓN COSTERA EN EL MUNDO. …… **459**

8.3- LA ROTURA DEL "PUNTAL DE LIENCRES" DE 1995. …... **476**

8.3.1.- PROCESOS QUE INTERVINIERON EL DÍA DE LA ROTURA: ……... **477**

8.3.1.1.-Estudios previos sobre la rotura: ……... **478**
8.3.1.2.- Análisis e interpretación de los factores que intervinieron en la rotura del "Puntal de Liencres": ……. **480**

VOLUMEN III

CAPÍTULO IX:
EL "*CAMBIO CLIMÁTICO*" Y LA SUBIDA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA CUENCA BAJA DEL RÍO PAS: POSIBLES REPERCUSIONES EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. …... 489

9.1.- SÍNTOMAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL Y PREDICCIONES FUTURAS. …… 490

9.1.1.- INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA Y OTRAS ANOMALÍAS TÉRMICAS. …… **493**
9.1.2.- VARIACIONES EN EL RÉGIMEN PLUVIOMÉTRICO. .. **494**

9.1.3- OTROS IMPACTOS DERIVADOS DEL "CAMBIO CLIMÁTICO". ……... **502**

9.2.- CAMBIO CLIMÁTICO Y SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR. . 512

9.2.1.- LOS OCÉANOS Y EL INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA. …… **514**

9.2.2.- PROCESOS DE INCREMENTO DEL NMM DEBIDOS A LA "ISOSTASIA" Y A LOS FENÓMENOS TECTÓNICOS. **517**

9.3.- SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR EN EL CANTÁBRICO: POSIBLES CONSECUENCIAS EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES Y DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS. ……. 526

9.3.1.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA. …… **527**

Pág.

9.3.2.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN CANTABRIA. ……... **533**

9.3.3- FUTURIBLE DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES ANTE EL ASCENSO DEL NMM. ……... **538**

9.4- SÍNTESIS DE LAS CAUSAS DE LA DEGRADACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ……. 545

CAPÍTULO X:
PRINCIPALES PROBLEMAS GEO-AMBIENTALES EN LA CUENCA DEL PAS: IMPACTOS HISTÓRICOS; RIESGOS DE INUNDACIÓN Y CONTAMINACIÓN. …….. 550

10.1.- RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO PAS: ……... 551

10.1.1.- INUNDACIONES HISTÓRICAS: …….. **554**

10.2.- CÁLCULO DEL RIESGO DE INUNDACIÓN: ……. 564

10.2.1.- PERÍODO DE RETORNO: ……. **565**

10.2.2.- TIPOS DE AVENIDAS Y LA CONFLICTIVIDAD DE LOS ARROYOS: ……... **575**

10.3.- CARTOGRAFÍA Y RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO PAS (VARGAS-MOGRO). …… 578

10.4.- LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO): …….. 586

10.5.- EL ESTADO GEOAMBIENTAL DEL RÍO PAS Y SUS ARROYOS. ……... 589

10.5.1- LA CONTAMINACIÓN EN LOS ARROYOS DEL PAS. … **591**

10.5.2.- ANÁLISIS DEL RÍO PAS: ……. **596**

10.5.3.- LA CAMPAÑA DE NITRATOS: ……... **610**

10.5.4.- ANÁLISIS DEL ACUÍFERO COLGADO DE LA PICOTA: **611**

Pág.

10.5.5.-ANÁLISIS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS EN SUELOS DE LA CUENCA DEL PAS. …….. **626**

10.5.5.1- Los primeros resultados, los vertidos externos: la fase de reconocimiento del año 2002: …… **628**

10.5.5.2.- El seguimiento aguas arriba del Pas, los vertidos internos: seguimiento del año 2005. …… **632**

10.6.- COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON OTROS AUTORES: ……..... 634

10.7.- CONSECUENCIAS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS: ……... 639

10.8.-TIPOS DE VERTIDOS EN EL RÍO PAS: ……..... 643

10.8.1.- VERTIDOS AUTOCTONOS. …….. **644**

10.8.2.- CONTAMINACIÓN EXTERNA A LA CUENCA: …… **645**

CAPÍTULO XI:
CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES. ……... **649**

11.1.- EL SISTEMA DUNA-PLAYA DE LIENCRES. ……. 649

11.2.- EL ESTUARIO: ……..... 658

11.3.- CONCLUSIONES SOBRE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN. ……..... 659

11.4.- RESPECTO AL ESTADO GEOAMBINTAL DE LAS AGUAS Y EMISARIOS DEL RÍO PAS. ……... 660

11.5.- RECOMENDACIONES PARA LA GESTIÓN DEL MEDIO FÍSICO DEL ÁREA. ……..... 662

BIBLIOGRAFÍA. ……... 666

VOLUMEN IV

ANEXO DE MAPAS Y DESPLEGABLES:

MAPA-1.

RIESGOS DE INUNDACIÓN: HOJAS 1, 2 Y 3.

MAPA-2.

CONTAMINACIÓN DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

MAPA-3.

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

DESPLEGABLES: Altura máx. Oleaje y velocidad máx. racha de viento.

Año 1995 - HOJA 1.

Año 2000 - HOJA 2.

Año 2001 - HOJA 3.

CAPÍTULO VI:

DINÁMICA ACTUAL EN LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS: CARACTERISTICAS DE SU ESTUARIO Y DEL SISTEMA PLAYA-DUNAS DE LIENCRES.

6.1.- INTRODUCCIÓN:

Si hay un espacio en el que las dinámicas geomorfológicas tienen una enorme capacidad de mutar en un intervalo pequeño de tiempo (horas), ese es el área de transición entre el medio continental y el litoral. Estos dominios, son zonas extremadamente sensibles y que, en muchas ocasiones, el hombre transforma y pretende dominar: ganando terreno al mar como en el caso de los "*polders*" holandeses o en el propio Delta del Mississipi, urbanizando de forma inmediata los cordones de playa que delimitan sus bordes, desecando marismas para la agricultura y/o ganadería etc. Se ha calculado que cerca de un 50-60% de la población mundial vive repartida en las costas del mundo (DAY, 2004) y, por lo tanto, los ambientes litorales sufren una gran presión antrópica a la que hay que añadirle otra de componente natural: ¿Cuáles serán las consecuencias del denominado "*Cambio Global*" en esos territorios bañados por las aguas del mar?

En este capítulo se abordarán distintos aspectos relativos a la siempre conflictiva y dialéctica relación geomorfológica que enlaza a los elementos y a las dinámicas de estos ámbitos y, que de forma especial se manifiesta en el estuario del Pas y su sistema duna-playa. La originalidad de constituir un estuario protegido del mar mediante un conjunto de elevadas dunas, de la importancia del existente en el Parque Natural de Liencres (con 200 Ha de dunas), confiere a este espacio una notable singularidad donde, desde hace tiempo, se desarrolla una fuerte presión antrópica, lo que le hace especialmente sensible y propenso a distintos procesos de degradación.

En este capitulo se pretende por un lado, localizar el complejo dunar de Liencres en su entramado natural para, finalmente, explicar su complejo funcionamiento. La situación de las dunas en el seno de un ámbito estuarino y con acentuada interferencia fluvio-marina, obliga a un análisis riguroso donde se deben estudiar todas las componentes posibles. Otro importante objeto de análisis, se concretará en la dinámica

eólica. Para poder seguir los contenidos de los diferentes apartados será, previamente necesario emplazar los diversos parajes y sus topónimos que van a servir de referencia en la exposición. Su ubicación se encuentra representada en la Fig. VI-1.

Fig. VI-1.- Situación de los principales parajes y topónimos utilizados en el análisis del estuario y del Parque Natural de Liencres (Esquema realizado a partir de la fotografía aérea de 2001; elaboración propia).

Otro elemento clave del capítulo lo conformará el estudio y análisis de un evento realmente singular. Tuvo lugar en 1995 y durante su transcurso, en el plazo de un solo día (por no decir horas), la playa-duna de Liencres se desmanteló en más de un centenar de metros ante la mirada atónita de los visitantes que, en aquel momento, allí se encontraban. Este hecho interesó y preocupó al Gobierno de Cantabria y a la Demarcación de Costas. Incluso, me atrevo a decir que, quizás, este evento diera origen al inicio de esta Tesis.

A continuación, se abordarán los aspectos generales concernientes al espacio litoral que comprende el tramo costero en el que se emplaza el estuario del Pas, también llamado *"Abra del Pas"* o *"Estuario de Mogro"*.

6.2.- DINÁMICA DEL FUNCIONAMIENTO LITORAL EN LAS PROXIMIDADES A LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS:

6.2.1.– DINÁMICA LITORAL GENERAL Y PRÓXIMA AL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES.

La ría, y en particular la Playa de Liencres, se localizan a unos +2,23 m sobre el nivel medio del mar en Alicante, suponiendo que esta posición sea de igual valor a la que tiene el agua en la cercana bahía de Santander. Respecto a las mareas, Liencres está dentro del ciclo mareal catalogado de *semidiurno* o *mesomareal* – con un rango mareal comprendido entre 2-4 m- (DAVIES, 1964). A continuación (Tabla VI-I) se exponen las siguientes equivalencias altimétricas según el estado de las mareas:

Equivalencias altimétricas	Valor respecto al nivel del mar en Alicante	Valor respecto al 0 del Puerto de Santander.
0 Puerto de Santander	-2,23	0
Nivel medio mar en Alicante	0	2,23
Bajamar mínima observada	-2,19	0,04
Bajamar viva media	-1,17	1,06
Bajamar muerta media	-0,22	2,01
Nivel medio del mar (pleamar-bajamar)	0,62	2,85
Pleamar muerta media	1,52	3,75
Pleamar viva media	2,47	4,7
Pleamar máxima observada	3,23	5,46

TABLA VI-I.- Equivalencias altimétricas de la lámina de agua marina entre Santander y Alicante, según el estado de las mareas (Elaborado a partir del "Proyecto de Recuperación del Arenal de Liencres. 1996" (A.A.V.V., 1995).

Los procesos litorales que concurren en Liencres son diversos y de una gran complejidad al implicar la intervención de agentes múltiples: meteorológicos, marinos (mareas, corrientes y oleaje), fluviales y eólico-dunares.

-Dinámicas de carácter marino actuantes en la Playa de Valdearenas-Liencres* (Fig. VI-1)*:

6.2.1.1.- Morfología de la Playa de Liencres:

*** Elementos morfológicos que conforman la playa:** antes de abordar el análisis de las dinámicas que funcionan en Liencres se describirán previamente los elementos morfológicos que componen la playa.

Fig. VI-2.- Vista aérea del sistema dunar de Liencres desde el oeste (año 2002).

Fig. VI-3.- Vista del sector oriental del sistema dunar de Liencres (año 2001).

La longitud total de sus arenales es superior a 1,7 km de largo. Las unidades que ofrece desde el mar abierto hasta el sistema dunar son las siguientes (Fig. VI-1, VI-2, VI-3 y VI-9):

1.- Playa "submarina" o "*shore face":* es el tramo concerniente entre el mar abierto y la playa. Corresponde a una franja que puede proveer de arena a la playa por la acción del oleaje y de las corrientes. Permanece siempre sumergida incluso durante las bajamares. Puede estar compuesta de "barras submarinas" ("*bar"*), fruto en muchos casos de la erosión de la playa durante los procesos de oleaje intenso. Detrás de estas barras suele existir una depresión o *"throug*" cuya morfología y estabilidad suelen depender de los procesos mareales (HOUSER et al., 2007). La extensión de la misma en Liencres puede oscilar entre los 300-500 m. Desafortunadamente no hay datos sobre las morfologías, pendientes y de sus fluctuaciones temporales.

En este tramo puede producirse rotura de oleaje, perteneciendo al conjunto de la denominada zona de rotura de oleaje o de "*surf*".

2.- Playa o "*shore"*: es el sector comprendido entre la zona que queda emergida en las bajamares y el tramo que puede ser afectado por las olas de temporal y mareas vivas. Se compone a su vez de distintos elementos:

a) el *"sillón"* o surco prelitoral, (anteplaya-bajo de playa) o "*foreshore"*: compuesto de una cresta o "barra prelitoral" ("*ridge"*) y la depresión posterior generada y por la que se encauzan las diversas corrientes paralelas a la línea de playa: corrientes de rotura, o corrientes longitudinales ("*Runnel"*, "*Rip currents"* o "*Baïne"*), donde existe transferencia de la arena y un grave riesgo para los bañistas (PASKOFF, 1994). Este dispositivo entra dentro de la zona de "*surf*" y está sumergido durante las pleamares (Fig. VI-4 y VI-5).

Fig. VI-4.- Vistas del "*sillón*" o surco prelitoral de Liencres. Se pueden apreciar en primer plano, "*ripples*" de corriente, originados por la anterior bajada mareal en una zona de corriente longitudinal.

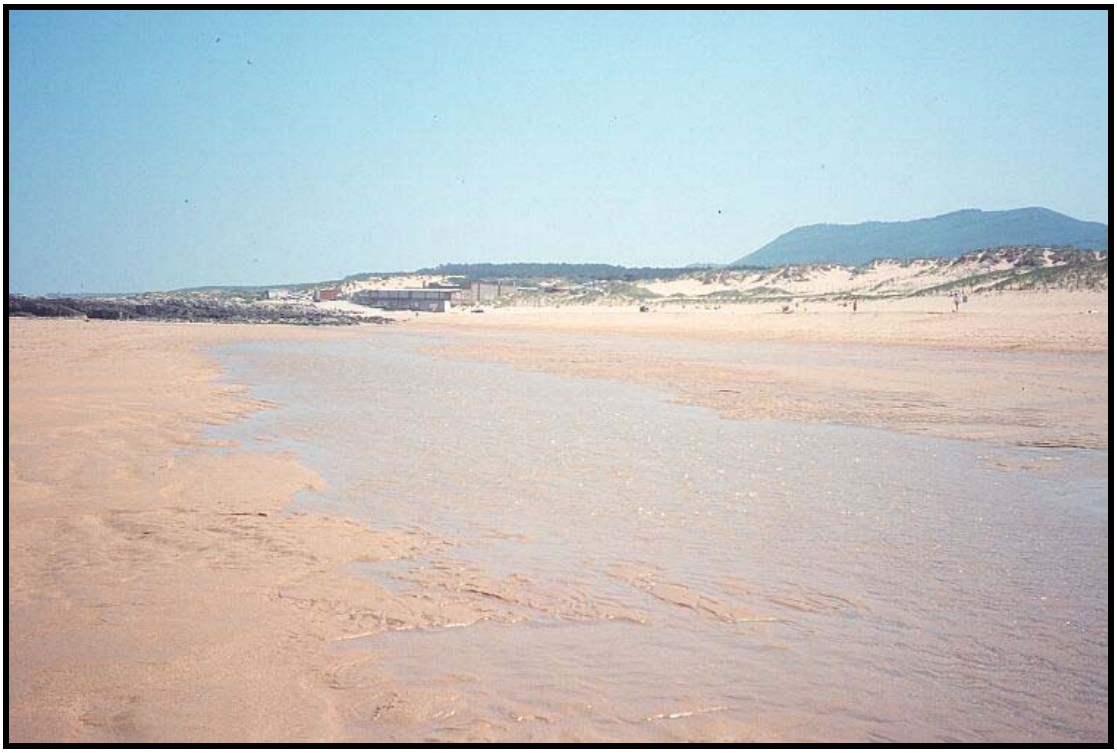


Fig. VI-5.- Tramo paralelo a la playa correspondiente a la vaguada donde se aloja el "*Rip current*" de Liencres. Como puede advertirse, incluso en bajada mareal, mantiene agua en su interior.

b) La berma o "*berm"* (playa alta o "*backshore"*): Es el sector que queda emergido durante las pleamares y sólo puede ser afectado por las mismas sí son muy vivas o vienen acompañadas de un fuerte oleaje. Suele ofrecer una línea de **cresta** que funciona a modo de frontera con el "*foreshore"*. Su pendiente es variable y condicionada por la situación en la que se encuentre la playa que limita, finalmente, con el sistema dunar a través del "pie de duna" o "*toe"*.

En la playa de Liencres, la suma de anchuras del "*backshore"* y "*foreshore"* componen una banda litoral de unos 500-600 m aproximadamente, con mareas bajas acentuadas. En conjunto, estos segmentos pueden variar su longitud según los coeficientes mareales.

Fig. VI-6.- Berma y su correspondiente cresta en Liencres (Noviembre de 2004).

El "*foreshore"* contiene una barra arenosa que, principalmente, funciona como planicie intermareal sólo compartimentada por la presencia del "*rip current*". La pendiente que separa la berma del "*foreshore"* varía según las acciones de tipo constructivo/destructivo del oleaje y del viento (PASKOFF, 1993).

Fig. VI-7.- Otro aspecto de la berma de la playa. A la derecha se intuye el inicio del cordón dunar (Abril de 2004).

En momentos de acumulación, dicha pendiente suele ser tendida y con unos 5-10% de inclinación. Sin embargo, después de las tormentas, esta inclinación puede superar el 45%, generando un escalón que interrumpe de modo brusco el "*foreshore"* de la berma.

La anchura de la berma, respecto al comienzo del cordón dunar ("*foredune"*), varía en toda la longitud de la misma de SW a NE. Las anchuras mayores amplitudes tienen lugar en el sector nororiental y pueden superar los 100 m en verano. Sin embargo, en los parajes más sur-occidentales (como es el caso del "Puntal") y cercanos al límite marcado por el cordón dunar, la anchura pocas veces supera los 40 m. Este sector es el más sensible y suele inundarse durante los eventos con mareas muy vivas, llegando las olas hasta el mismo pie de la duna ("*toe"*).

Fig. VI-8.- De derecha a izquierda: "*toe*" de la duna, berma y la depresión generada por el "*rip current*".

Gran parte de estas unidades geomorfológicas pueden ser modificados estacionalmente según las condiciones meteorológicas, mareales y de los estados de la mar que se vayan registrando en este ámbito litoral. Es el caso de la berma que suele reducirse en invierno y después de los temporales. Por el contrario, se amplia y extiende en los períodos estivales o de poca actividad del oleaje. Sin embargo, si se produce la interrupción del aporte de sedimentos a la playa se registra, por lo general, un retroceso y, en definitiva, un retranqueo de la línea de costa.

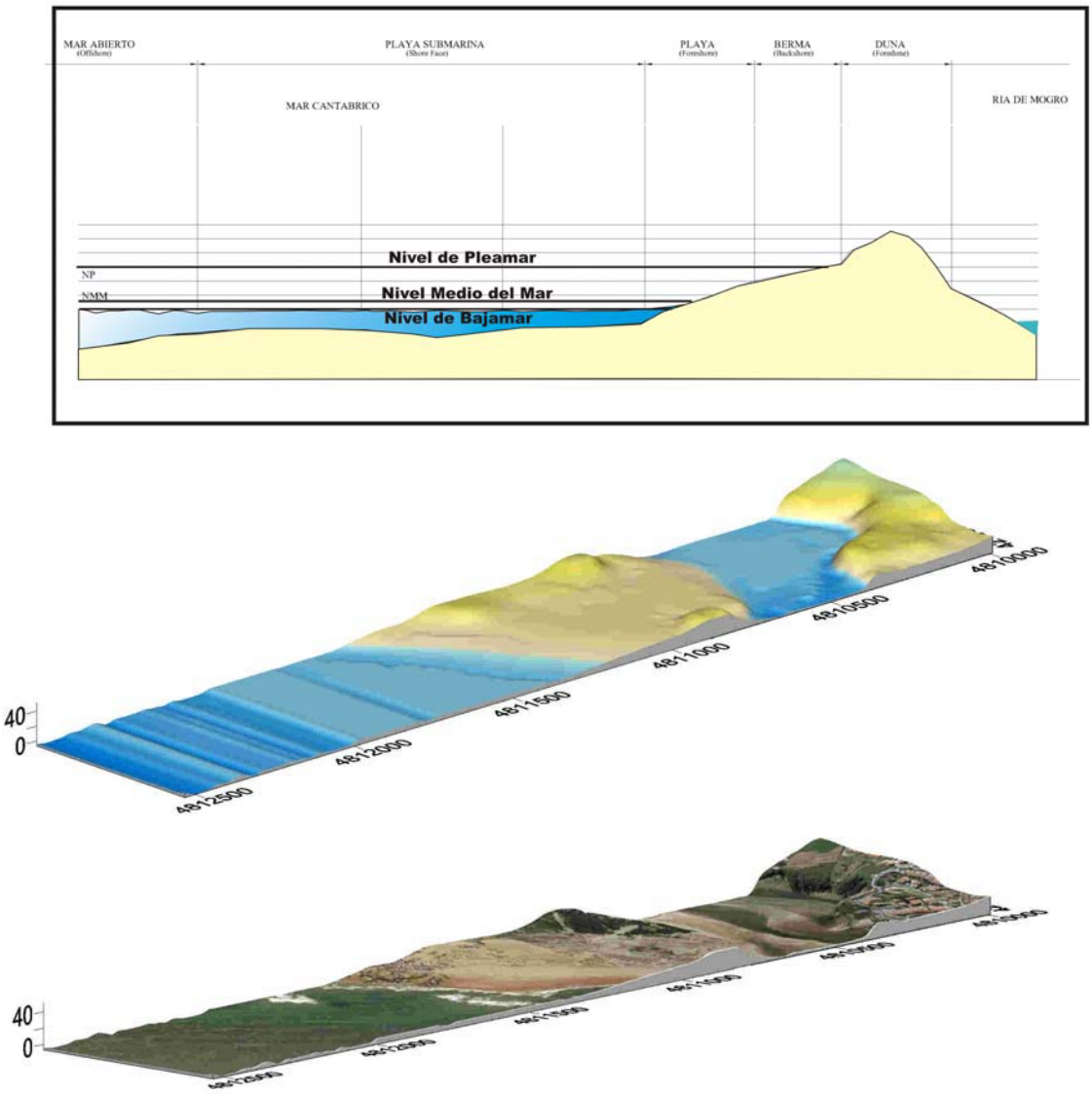


Fig. VI-9.- Perfil y morfología de la Playa de Liencres. Reconstrucción tridimensional

6.2.1.2- Las corrientes:

En el litoral cantábrico existe una corriente general en los seis primeros meses del año de dirección W-E o corriente de "*Resnell"* (MADELAIN, 1967; A.A.V.V., 1995) que cambia su dirección hacia el N al llegar a la costa francesa. Durante los meses de verano, dicho flujo marino invierte su dirección, en parte, debido a un aumento del oleaje del NE (FLOR, 1992; A.A.V.V., 1995). Este hecho también se manifiesta en la desembocadura del Pas.

En el trabajo de campo, se ha constatado, en las proximidades de la playa la existencia de un "*Baïne*" (PEDREROS, 2000) o "*rip current*" (SHEPARD et al., 1941, PASKOFF, 1998) corriente longitudinal de rotura- (Fig. VI-5 y VI-10). Esta corriente es oblicua si bien su trazado guarda un cierto paralelismo con la orilla del mar. Abarca desde la bocana del estuario (al SW) hasta los confines de la playa de Liencres al NE. Este tipo de corrientes suele alcanzar su máxima eficacia geomorfológica con velocidades próximas a 0,6-0,7 m/s (WRIGHT et al., 1984; SHORT et al., 1994). Por ello, tiene capacidad suficiente para cambiar el perfil de la playa y ser uno de los agentes principales del transporte sedimentario entre la desembocadura del estuario y la playa y viceversa. Es por ello, que su presencia supone un notable riesgo para los bañistas (DAVIS, 1978; PASKOFF, 1998). Esta corriente abre un canal visible en bajamar. Es precisamente en los momentos de bajada de marea cuando se registran las corrientes de mayor intensidad (AAGAARD et al. 1997) propiciadas por la resaca del oleaje y afectando con intensidad al perfil de playa al incrementar el transporte de sedimentos desde la playa al mar.

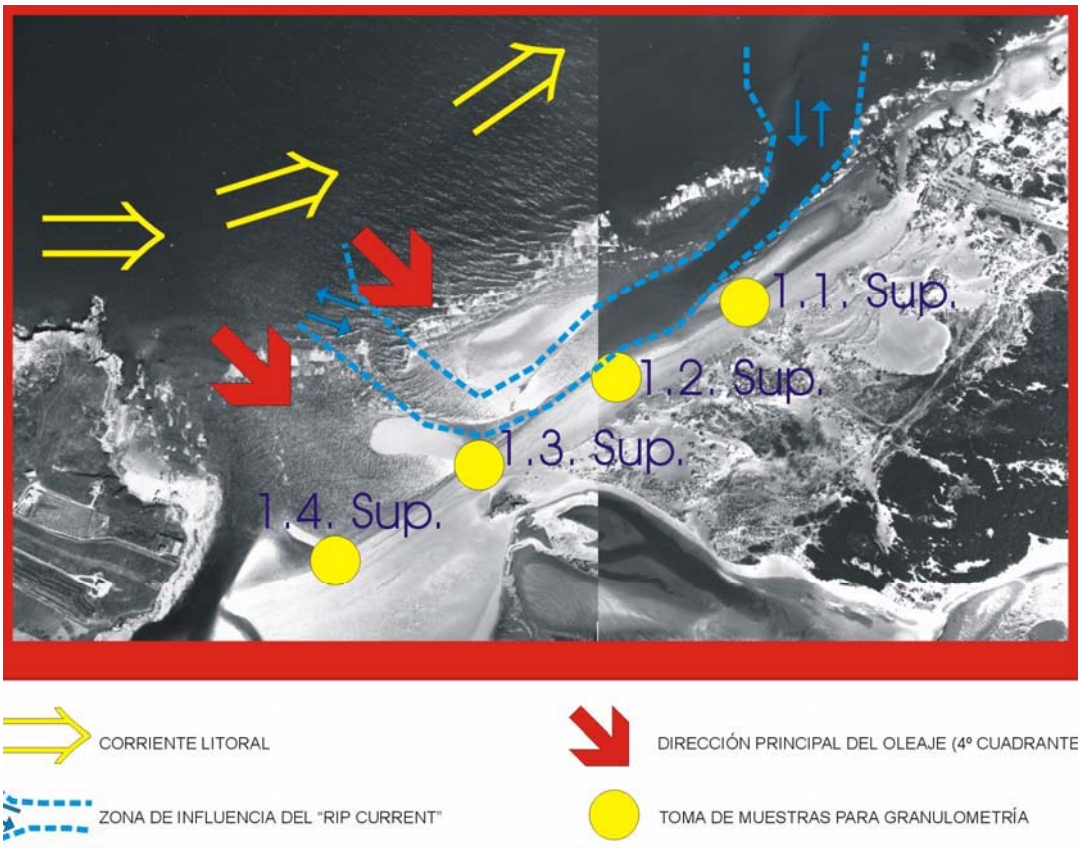


Fig. VI-10.- Dinámica litoral en la playa de Liencres y situación de la toma de muestras para su posterior análisis.

Desafortunadamente, por falta de medios no se ha podido medir la velocidad en el "*Rip Current*" durante la bajada mareal, pero sí, durante el momento de subida con el apoyo del corrientómetro y tomando datos cada 15 minutos durante todo el proceso. Las velocidades obtenidas estaban próximas a 0,1 - 0,3 m/s (mes de Marzo 2001). Esta diferencia existente con las velocidades expuestas con anterioridad se debe principalmente a que el proceso de "resaca", ocasionado durante la bajada mareal, incrementa la energía de forma considerable.

Se ha podido constatar durante el trabajo de campo cómo dicha "*Baïne"*, ha estado activa durante todo el tiempo de elaboración de Tesis (desde 1999). No obstante, ha sufrido diversas transformaciones: se ha desplazado a las proximidades del cordón dunar en los períodos de invierno y se ha alejado de aquel en los estivales. Por lo que su posible acción erosiva ha sido máxima en los meses de Diciembre a Febrero al aumentar la pendiente de la playa. Por ejemplo, en el mes de Abril de 2002, la "*Baïne*" reapareció pero cambió su ubicación hacia el NE en la parte central de la playa.

6.2.1.3 - El oleaje:

De todos es conocido la importancia del oleaje en cualquier sistema litoral al ofrecer un doble comportamiento geomorfológico: el constructivo con el aporte de sedimentos a la playa y el erosivo en playas y acantilados. En el presente apartado se analiza con más detalle la capacidad erosiva de las olas y se intentará indagar cuáles han sido los períodos más desmanteladores con el fin de contrastar su relación con los procesos de regresión dunar de Liencres.

Para precisar ciertos valores del oleaje, primero se abordarán los resultados obtenidos por otros grupos y organismos de investigación y, posteriormente, con los registros cedidos por Puertos del Estado, aportar los míos con otros datos que puedan ser de interés:

a).- Análisis realizado por otros investigadores y organismos:

- Procedencia del oleaje (Fig. VI-11):

El oleaje en Liencres está controlado por los eventos meteorológicos y entre ellos, principalmente el viento que es el propiciador de la mayor parte de las olas. La procedencia de las mismas suele ser del NW (un 70%) principalmente y con orientación N-22º-W y N-50º-E (A.A.V.V., 1995; FLOR, 1991) (Fig. VI-11).

Esta tendencia viene dada por las condiciones típicas del Mar Cantábrico con una mayor presencia de perturbaciones frontales procedentes del 4º Cuadrante. Así pues en la Fig. VI-11 se describen las procedencias de oleaje entre los años 1995 y 1998 en el Cantábrico según la Boya de Bilbao. Es evidente que la dirección y las mayores alturas coinciden con los vientos provenientes del NW y, de forma secundaria, por el oleaje empujado por el viento del norte.

- Altura de las olas y zonas de concentración de las mismas en Liencres:

La altura media de las mismas es de 1-4 m y con períodos que oscilan entre 8 y 20 segundos; en momentos de galerna, la altura de las olas pueden alcanzar alturas de 8 metros en pleamar, según la FLTQ, (con períodos de retorno de 10 años) y de 4 metros en bajamar (A.A.V.V., 1995).

La refracción del oleaje del NW se concentra en la zona de "Punta del Águila" y en la "Playa de Canallave" (puntos limítrofes del sistema dunar de Liencres situados al W y E respectivamente). Esto genera un efecto "**sombra**" -espacio en el que la energía de las corrientes remite ocasionando procesos de sedimentación- entre los dos sectores (A.A.V.V., 1995). Esta "**sombra**" coincide con la situación de la playa de Liencres y es, en efecto, motivo de su existencia. Al ser esta playa una zona de acumulación sedimentaria de notable importancia, se puede adosar a ella una "*anteplaya*". Ambas son responsables directos del origen del campo de dunas inmediato: el viento se alimentará aquí y retomará las arenas transportándolas hasta su ulterior captación por obstáculos naturales sitos en primera línea de playa (troncos de árboles y ramas depositados por el oleaje, etc.) y evacuados por los flujos del estuario (ARTEAGA et al., 2002).

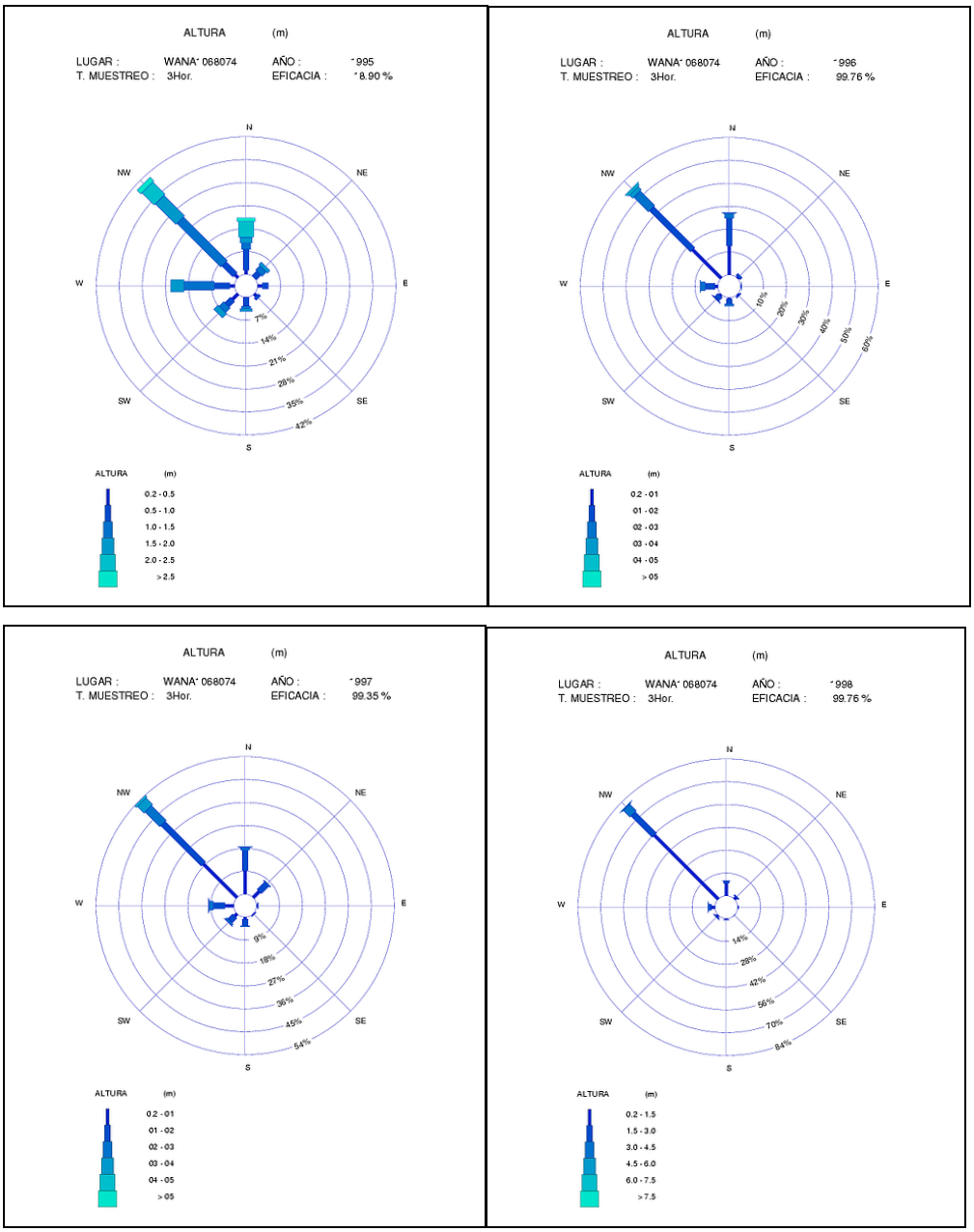


Fig. VI-11.- Rosas del oleaje derivados de la Boya de Bilbao. Red REMRO (Puertos del Estado, 2002).

b).- Análisis de la base de datos de oleaje de las boyas de Gijón y Bilbao:

Al no poseer Liencres una boya propia de oleaje, los únicos datos posibles de análisis deben obtenerse en las dos boyas de la red REMRO de Puertos del Estado más próximas: Bilbao y Gijón 1 (Tabla VI-II). Es cierto que sus registros no son los exactos del oleaje rompiente en nuestra zona de estudio pero, después de revisar las series, se

observa que tampoco hay grandes diferencias, entre las dos boyas y, en todo caso, estas se dan en algunas fechas muy concretas.

	BOYA DE GIJÓN 1	BOYA DE BILBAO
Cobertura (años)	1981-2000	1985-2000
Profundidad	23 m	50 m
Red	**REMRO**	**REMRO**

TABLA VI-II.- Situación de las boyas analizadas.

Las variables cedidas por Puertos del Estado han sido los datos horarios de las *alturas significativas* (Hs- media del tercio de las olas), *periodo asociado a estas olas significativas* (THs), la *altura de la ola máxima* (Hmax), el *período asociado a la Hmax* y, finalmente, el *período pico* (Tp). De todas ellas, las que hemos analizado de modo más riguroso son las vinculadas al primer y tercer parámetro.

Las dos boyas presentan inconvenientes, ya que el registro de datos es corto principalmente en los primeros años (a mediados de los ochenta). Sin embargo, en la década de los noventa, esta situación cambia y hay un elevado número de registros. No obstante se ha trabajado con las dos para realizar un análisis de contraste.

- metodología previa:

Para utilizar bien la documentación, y determinar los posibles momentos en los que se producen situaciones de erosión en Liencres, el trabajo de campo ha sido de gran ayuda. No obstante, todavía hace unos años existían dudas acerca de la total y exclusiva responsabilidad del oleaje en la erosión de las playas (RUSSEL, 1993); por eso, recientemente, son numerosos los investigadores que insisten en la necesidad de evaluar los efectos de los temporales en las orillas del mar y con un análisis directo ya que son un factor importante de la erosión en los sistemas litorales (PASKOFF, 1994; GÜNTHER et al., 1998; FERREIRA et al., 2000; PUERTOS DEL ESTADO, 2001; TRENHAILE et al., 2007). Hay que señalar que, quizás, la mayor parte de las investigaciones sobre la erosión costera se estén desarrollando en estudios dedicados a los efectos de los huracanes. Sobre todo, en las costas americanas donde este fenómeno

es uno de los principales responsables de los mayores retrocesos de la costa y ante los que hay que luchar para atenuar los efectos de intensos retrocesos playeros (OTVOS, 2006; SCHEFFERS et al., 2006; SENKBEIL et al., 2006; SIMMONS, 2006; WANG, et al., 2006; YAZDANI et al., 2006; YOUNG et al., 2006).

Aprovechando tanto, las distintas campañas mensuales efectuadas en las dunas como, las de toma de muestras en sus arenales, se anotaron las fechas en las que la playa había sufrido algún tipo de variación morfológica considerable (aumento de la pendiente y acortamiento de su perfil transversal). También, y de modo complementario, este perfil fue analizado durante ciertos eventos de tormentas importantes. Además de observar *"in situ"* el comportamiento del oleaje, se tomaron medidas de velocidad del viento, y en las que no hubo la ocasión de estar presencialmente, se contrastaron con la información meteorológica cedida por el INM y los registros de pleamar obtenidos en el Archivo del Puerto de Santander. El hecho de caracterizar la situación de la marea es muy importante debido a que, durante las pleamares, el oleaje incide directamente sobre la berma (fenómeno que no ocurre en bajamar) y, por tanto, su papel erosivo sobre aquella y en las dunas es mayor. Después de las observaciones *"in situ"*, se comparó el oleaje que registraron las boyas de Bilbao y Gijón con el desarrollado en la playa de Liencres.

- Resultados empíricos (anexo DESPLEGABLES OLEAJE: HOJAS 1, 2, y 3) :

Durante los dos años de investigación, se han podido estudiar los efectos de tres tormentas en la playa de Liencres[1] cuyo resultado modificó el trazado de los segmentos del perfil de la playa con el consiguiente retroceso de la berma. Las fechas de las tormentas y sus características se exponen en la Tabla VI-III. En ella, se pueden apreciar los valores registrados por la boya de Bilbao (única que incluye datos de los años 2000 y 2001) durante los momentos de tormenta investigados. A destacar que no resulta fácil definir el fenómeno de tormenta a partir de una serie de parámetros y extenderlos luego de forma generalizada a todo el litoral Cantábrico.

[1] No queremos decir que no hayan existido más, sino que han sido las tormentas que se han podido analizar "*in situ*".

	TORMENTAS Y OLEAJE INTENSO ANALIZADOS (2000-2001)		
	29/02 a 2/03 de 2000	27/02 a 1/03 de 2001	26/11 a 28/11 de 2001
Hs pleamar (m)	3,73	4,34	3,4
Ths pleamar (m)	7,33	7,85	8,87
Hmax pleamar (m)	6,14	7,44	5,72
Thmax pleamar	9,83	9,53	14,4
Tp pleamar	11,1	10,7	14,2
Media de Hs	2,92	3,7	2,7
Media THs	7,5	7,5	8,3
Media Hmax	4,9	6,2	4,3
Media Thmax	10,1	9,7	12,2
Media Tp	11,1	10,4	12,8
Ola máxima	6,57	8,8 m	6,56
Coef. Marea	38	68	79
horas de duración	53	58	59
Viento máx. (Km/h)	72	70	38
Procedencia Viento	WNW-270º	NW	W
Pendiente playa-estran	45º	40º	45º
Zona con síntomas de erosión	Puntal del sistema dunar	arenal del Puntal y duna final	Gran parte de la playa
Día oleaje intenso	01-mar	28-feb	28-nov

TABLA VI-III.- Características del oleaje según la Boya de Bilbao y sus posibles en la playa de Liencres. ***Hs pleamar:*** **ola significativa durante la pleamar el día de la tormenta;** ***Ths pleamar:*** **período asociado a Hs pleamar;** ***Hmax pleamar:*** **ola máxima durante la pleamar el día de la tormenta;** ***Thamx:*** **período asociado a Hmax pleamar;** ***Tp pleamar:*** **período pico en la pleamar el día de la tormenta.** ***Media Hs:*** **media de las olas significativas durante los días que duró el oleaje intenso;** ***Media de THs:*** **media de los períodos asociados a la media de Hs durante el tiempo en que duró el oleaje intenso;** ***Media de Hmax:*** **media de las olas máximas durante el tiempo que duró el oleaje intenso;** ***Media de Thmax:*** **media del período asociado a la Media de Hmax;** ***Media de Tp:*** **media del período pico durante el tiempo que duró el oleaje intenso.**

Según la escala de Beaufort, utilizada en el ámbito marítimo, un temporal implica vientos con rachas superiores a los 62 km/h. Recientemente, un equipo del Departamento de Geografía de la Universidad de Cantabria, ha establecido que, en su opinión, este valor debe superar los 100 km/h (RASILLA et al., 2002). Sin embargo, desde el punto de vista geomorfológico, en el presente trabajo, lo hemos asimilado a un período intenso de oleaje (que puede durar varias horas e incluso días) en el que se produce una erosión y una sensible alteración del sistema playa-dunar de Liencres. Por lo tanto, las jornadas citadas en la Tabla VI-III corresponden a fenómenos de este tipo. Esto se debe a que, con la llegada de los frentes ciclónicos atlánticos del 4º Cuadrante, el oleaje de mar de fondo y sus efectos erosivos sobre un paraje concreto de la costa tienen lugar con antelación a la llegada del mismo en dicho punto. Así pues, la duración de oleaje intenso en los registros de la boya empiezan con un ascenso notable con respecto a un período tranquilo y pueden perdurar hasta tres días como acontece en nuestra zona.

Por lo tanto, estas tres tormentas con sus respectivos potenciales erosivos, cambiaron de modo ostensible el perfil de la playa e, incluso, actuaron de modo muy eficaz, como en Febrero de 2001, cuando las olas llegaron a romper en el pie de la duna ("Piramidal") cuya forma era el testigo de la rotura de 1995 y que se abordará en próximas paginas.

A continuación se estudiará con detalle cada uno de los tres eventos mencionados:

A.- Tormenta del 29 Febrero al 1 de Marzo de 2000:

El oleaje ocasionado por esta tormenta se empezó a sentir ya el día 29 en otros sectores del litoral; no obstante, el momento más intenso no se registró hasta el día siguiente. Fue durante su transcurso, cuando propiciado por fuertes ráfagas de viento del WNW (superiores a 70 km/h), el oleaje en la pleamar convergió en el paraje mas occidental del sistema dunar (el "Puntal"), que confina parcialmente la desembocadura del río Pas.

A pesar de que la boya de Bilbao registró olas superiores a los 6 m, en Liencres no superaron en la zona de "*surf*" o de "rotura", los 3 m. Eso sí, los vientos eran enérgicos (72 km/h) y el período entre olas era inferior a los 10 segundos. Su resultado: una fuerte degradación del "Puntal" dejando un escalón erosivo superior a 1,5 m de altura y con una pendiente de unos 45%.

Posteriormente a este evento, la última duna del cordón dunar, que por su morfología hemos denominado "Piramidal" situada en el citado "Puntal", empezó a sufrir un proceso de descalzamiento, generando en su "pie" o "*toe*", dos dunas "hombreras" (una de cara al interior de la ría y otra encima de la berma próxima a la orilla del mar), claros testigos del proceso de regresión acontecido aquellos días.

B.- Tormenta del 28 de Febrero de 2001:

De esta tormenta se hizo el seguimiento continuo (Fig. VI-12a y VI-12b). Se efectuó desde la misma línea de playa y desde el acantilado ubicado al W de la

desembocadura del Pas denominado “Punta del Águila”. Como en el caso anterior, las olas hicieron su aparición un día de antes a la llegada del frente. Los vientos del NW alcanzaron en la línea de playa valores próximos a los 70 km/h.

Fig. VI-12a.- Oleaje rompiendo en el Puntal. Vista desde el techo del acantilado de “Punta del Águila” (tormenta del día 28 de Febrero de 2001).

Fig. VI-12b.- Situación de la playa unos días después de la tormenta del 28 de Febrero de 2001. Nótese la erosión sufrida del cordón dunar y el tronco de un árbol de gran tamaño depositado por el oleaje.

La altura de las olas desencadenadas por este evento tampoco alcanzaron la registrada en Bilbao (de hasta 9-10 m ver desplegable HOJA 3) pues sólo tenían unos 3 m aproximadamente en el momento de la pleamar. El período entre olas era cercano a los 10 segundos en la línea de “*surf*”. El oleaje se concentró, como en la tormenta

anterior, en el área del "Puntal" (Fig. VI-12a y VI-12b), pero hubo olas que rompieron al pié de la duna produciendo un descalzamiento leve de la misma.

C.- Tormenta del 28 de Noviembre de 2001:

Según el registro de la boya de Bilbao, el oleaje empezó a notarse (olas máximas superiores a 5 m de altura) sobre las 23:00 de la noche del día 26. Sin embargo, el momento álgido no llegó a Liencres hasta el día 28. En este caso, los vientos no fueron excesivamente fuertes, pero quizás este efecto venía compensado por un coeficiente moderado de marea durante la pleamar. Esto, acompañado de la corriente paralela generada por el oleaje y una resaca en el momento del comienzo de la bajada de marea, modeló un escalón erosivo superior al metro de altura con un ángulo de un 45% en una extensión de unos 250 m en el largo de la playa (Fig. VI-13).

Fig. VI-13.- Escalón producido por la tormenta del 28 de Noviembre. La berma de la playa se redujo unos 50 m.

El hecho de que haya diferencias entre las olas registradas por las boyas y las que se han observado directamente en la zona de "*surf*" de Liencres, responde a la presencia de un "*foreshore"* bastante extenso que provoca la rotura del oleaje unos cientos de metros antes de la cresta de playa (en la berma). Sin embargo, en pleamares relativamente moderadas (como la de Noviembre de 2001), la altura de las olas se

realzaba al llegar a la depresión del "*rip current*", pudiendo olas, de unos 3-4 m de altura, batir con energía la playa.

Esto no descarta que no existieran otras olas de mayor envergadura. Así lo sugerían los registros de las dos boyas; pero éstas rompían en los límites oriental y occidental de Liencres: "Canallave" y "Punta del Águila" (respectivamente).

De lo aprendido en el análisis de estas tormentas se pude decir, que las situaciones erosivas del oleaje en Liencres tienen lugar con eventos caracterizados por olas superiores a los 3 m de altura. Durante las pleamares, esta situación de "*stress*" en la playa se hacía más evidente y la erosión era potenciada por la resaca ("*outdertow")* incrementándose la pendiente debido al traslado de la arena desde la playa al surco prelitoral ("*sillón prelitoral*"). Esto nos ha ayudado a configurar unos gráficos desplegables (ver anexo DESPLEGABLE DE OLEAJE: HOJAS 1, 2 y 3) que contienen los registros de olas máximas y significativas diarias de los años: 1995, 2000 y 2001.

También se han realizado unos histogramas donde se muestran los días de oleaje al año en que se han superado los 4, 7 y 9 m de altura. En éstos se advierte qué momentos, desde mediados de los ochenta, han sido los más agresivos. En las gráficas se muestra el número de olas significativas y máximas registrados que han superado las alturas de 4 m (como situación de erosión) y de 8 m (situación de fuerte erosión). De la base de datos, a su vez, se puede sustraer un histograma con el número de olas que superan los 4, 7 y 9 m desde 1983 registrados en las boyas de Bilbao y Gijón 1 (Fig. VI-14 y Fig. VI-15 respectivamente) para la variable de Hmax (Altura máxima).

DIAS DE TORMENTA POR ANOS CON OLAS DE MAS DE 4, 7 Y 9 m (Bilbao)																	
Años	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Dias	155	298	312	332	275	341	287	288	331	350	333	357	353	341	358	366	318
Ola > 4 m	20	78	46	85	60	102	86	72	80	112	75	86	74	87	104	112	63
Ola > 7 m	1	10	3	21	4	22	17	14	9	22	10	13	7	17	13	15	7
Ola > 9 m	0	3	0	4	1	2	2	2	1	6	2	6	0	2	2	5	1

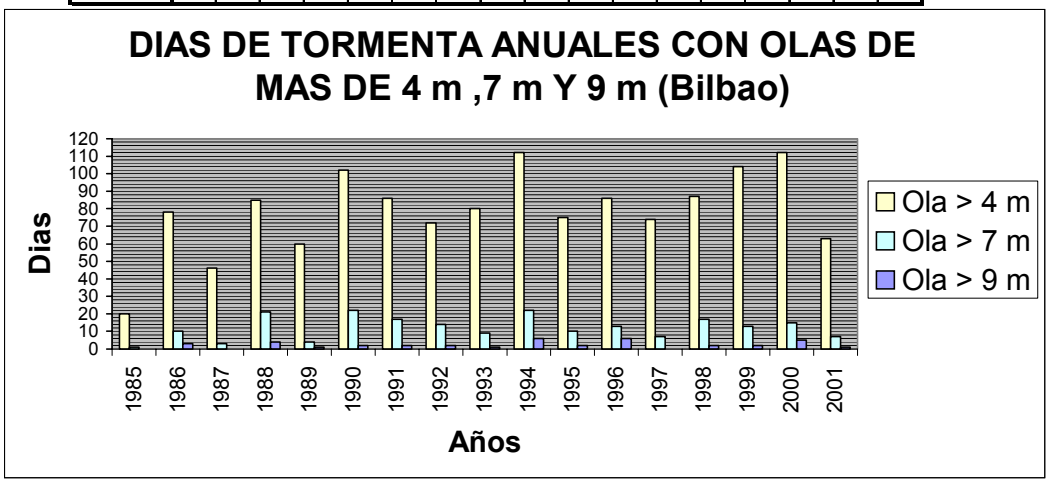


Fig. VI-14.- Días de tormenta anuales con olas superiores a 4, 7 y 9 m de altura registrados por la boya de Bilbao.

DIAS DE TORMENTA POR ANOS CON OLAS DE MAS DE 4, 7 Y 9 m (Gijon)																				
Años	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Dias	222	190	118	310	354	361	329	256	358	354	358	363	355	314	295	314	360	339	329		
Ola > 4 m	36	58	49	42	92	49	61	61	94	92	78	87	99	58	59	78	83	82	98		
Ola > 7 m	2	1	13	2	23	1	12	11	20	15	7	9	20	8	10	7	18	15	15		
Ola > 9 m	0	0	0	1	7	0	4	4	3	2	0	3	3	0	5	3	3	3	1		

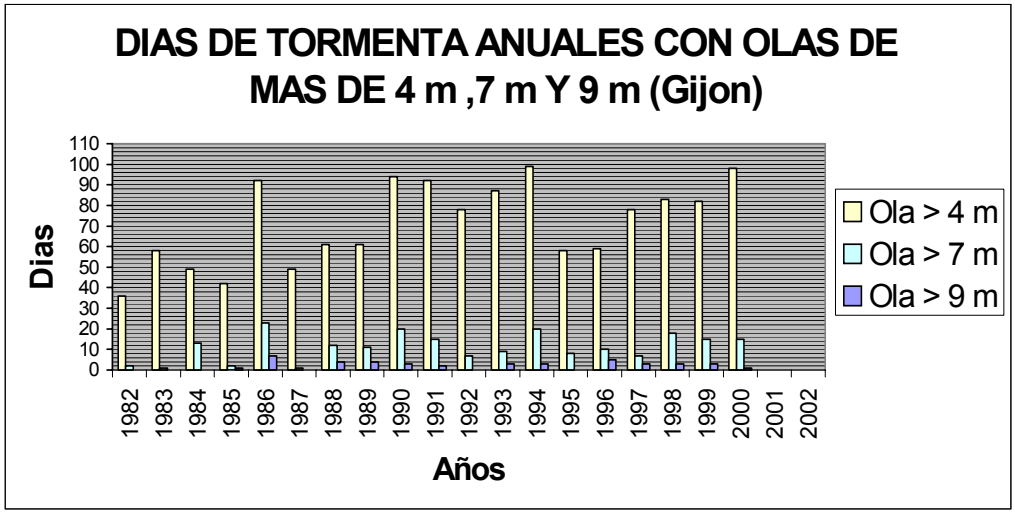


Fig. VI-15.- Días de tormenta anuales con olas superiores a 4, 7 y 9 m de altura registrados por la boya de Gijón.

Al comparar los dos gráficos se advierte cómo, entre mediados de los 80 y finales de la misma década, el número de olas con más de 4 m fue menor respecto al período de 1990-1994. Entre los años 1995-1997 hay un descenso y, posteriormente, un nuevo ascenso que llega hasta el 2000. Por lo tanto, surge la primera consideración: en

el intervalo 1990-1995, el litoral cantábrico estuvo sometido a un oleaje sensiblemente mayor al registrado en el quinquenio 1985-1990 y en el bienio 1995-1996.

Los años de mayor intensidad fueron: 1990, 1994 y 2000, momentos en los que hubo más de 100 días con olas significativas superiores a los 4 m. Respecto a las olas de mayor calado (7 y 9 m), destacar que la media de días de oleaje con alturas superiores (Hmax) a los 7 m son de: 12 y 11 días al año para Bilbao y Gijón respectivamente. Los años en los que se superaron estos valores entre las dos boyas fueron: 1986, 1988, 1990, 1991, 1994, 1998, 1999 y 2000.

Al año, se suele registrar una media de 2 días en los que pueden aparecer olas máximas superiores a 9 m. Las anualidades donde se superó este umbral en Bilbao y Gijón, fueron: 1986, 1988, 1994, 1996 y 1998. Entre ellos 1994 y 1996 fueron los que contabilizaron mayor número de días con olas de esa altura (6 días para la boya de Bilbao).

En los últimos años, una línea de investigación de la Geomorfología Litoral se ha orientado al estudio de los efectos de los temporales. Hasta ahora, los trabajos realizados parecían sugerir que, efectivamente, el régimen de oleaje medio y las alturas de las olas en el Atlántico han ido incrementándose con el paso del tiempo (PASKOFF, 1994; GÜNTHER et al., 1998). De igual modo, entre sus conclusiones destaca cómo, en las últimas décadas se están experimentando importantes retrocesos en las playas de todos los litorales del planeta, aspecto que se tratará al final de la presente Tesis cuando se desarrollen los posibles efectos del *Cambio Climático* en el litoral.

6.2.1.4.-El Transporte Litoral:

La desembocadura del Pas, como la de otros ríos de este litoral, es afectada por la dinámica general del Mar Cantábrico. La protagonizan las corrientes de deriva y la acción del oleaje predominante del NW, transportando, por lo general, los sedimentos de W a E. Por lo tanto, es muy posible que a la ría del Pas y a la Playa de Liencres, lleguen sedimentos de otras rías y playas situadas al oeste de este sector (FLOR et al., 2004). Esto se ha podido verificar gracias a los reconocimientos del litoral. Y así, el transporte de sedimentos es acompañado ostensiblemente por vertidos químicos de sosa

(de fácil apreciación por su aspecto lechoso). Proceden de las inmediaciones a la ría de San Martín de la Arena (que se encuentra más al oeste) y se internan asiduamente por la desembocadura del Pas en momentos coincidentes con la penetración de la onda de marea en el seno estuarino.

6.2.1.5.- La acción de las mareas y el nivel del mar:

Como se expuso anteriormente, el punto con mareógrafo más cercano corresponde al emplazado en el Puerto de Santander. Se emplaza a más de 2 m por encima del nivel medio en Alicante siendo posible que existan algunas mínimas diferencias altimétricas entre el Puerto de Santander y la Playa de Liencres. No obstante, ante la ausencia de datos más precisos y presuponiendo el mínimo rango altitudinal que separa a dos puntos tan cercanos, inicialmente se tomará la cota del mareógrafo de Santander.

Por su parte, las mareas llegan a introducir cerca de 230 m^3/s de agua en la ría de Mogro (A.A.V.V., 1995), durante el transcurso de las mareas vivas. Por lo tanto, sí tenemos en cuenta que, en los años húmedos, la media diaria de caudal aportado por el río es de unos 20 m^3/s (CHN, 1990), la acción marina llega a anular totalmente el aporte fluvial durante las mareas llenantes. En cuanto a su energía, se han medido velocidades de 1,4 y 1,6 m/s en la bocana, lo que permite desarrollar un eficaz trabajo erosivo en esos parajes, siendo esta dinámica la gran responsable del deterioro de la franja arenosa del "Puntal", marismas y bancos situados en el estuario, así como de su sistema dunar.

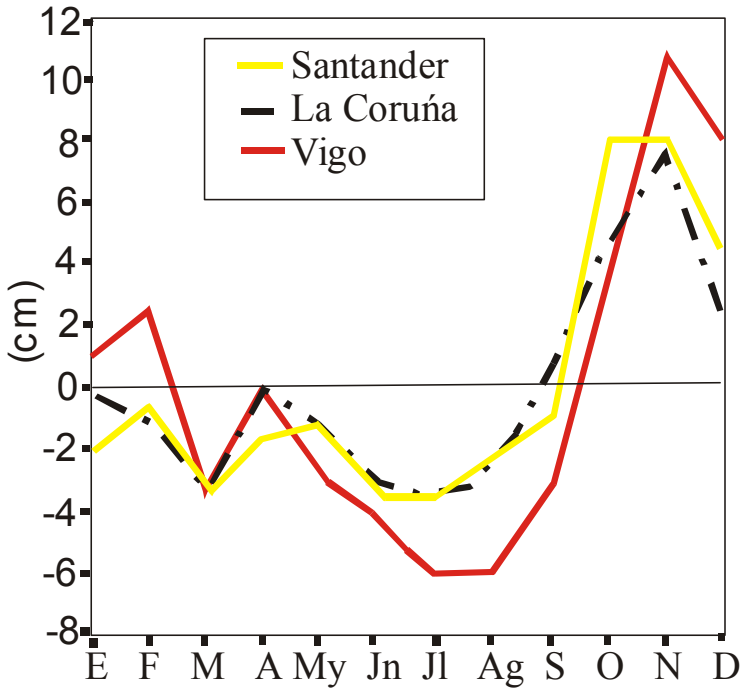


Fig. VI-16.- Niveles del mar en períodos estacionales en Santander, La Coruña y Vigo (LAVÍN, 1990).

Finalmente, el nivel medio del mar oscila en función de los períodos estacionales como se puede advertirse en la Fig. VI-16. Estas fluctuaciones son esenciales para determinar los momentos de mareas más agresivas para el sistema dunar que incrementan su efecto si van unidas a tormentas.

Por ejemplo, durante la marea viva del 11 de Marzo de 2001, el agua llegó hasta la base de la duna "Piramidal" produciendo un descalzamiento de la misma y anegó gran parte del "Puntal" de Liencres (Fig. VI-17). Efectos de "zapa" similares han sido observados hasta el momento actual (2007) pues se registran de forma más o menos periódica.

Fig. VI-17.- Descalzamiento y socavación basal llevada a cabo por la acción de la marea viva en la duna "Piramidal" (11/03/2001).

6.2.2.- DINÁMICA EN LA LÍNEA DE PLAYA A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LOS SEDIMENTOS:

El análisis granulométrico puede ser de gran ayuda a la hora de determinar distintos aspectos relacionados con las dinámicas actuales en la playa. Por ello, se han aplicado estas técnicas a las arenas de Liencres para una mejor interpretación geomorfológica de estas unidades litorales (Fig. VI-18).

-Metodología: Se tomaron 4 muestras - 1.1 SUP; 1.2. SUP; 1.3. SUP y 1.4. SUP - (Fig. VI-10) de este a oeste de la playa de Liencres de unos 500 g cada a una y a 30 cm de la superficie. En el laboratorio fueron sometidas a un análisis granulométrico mediante la columna de tamices para posteriormente realizar un examen de la morfoscopía de sus granos.

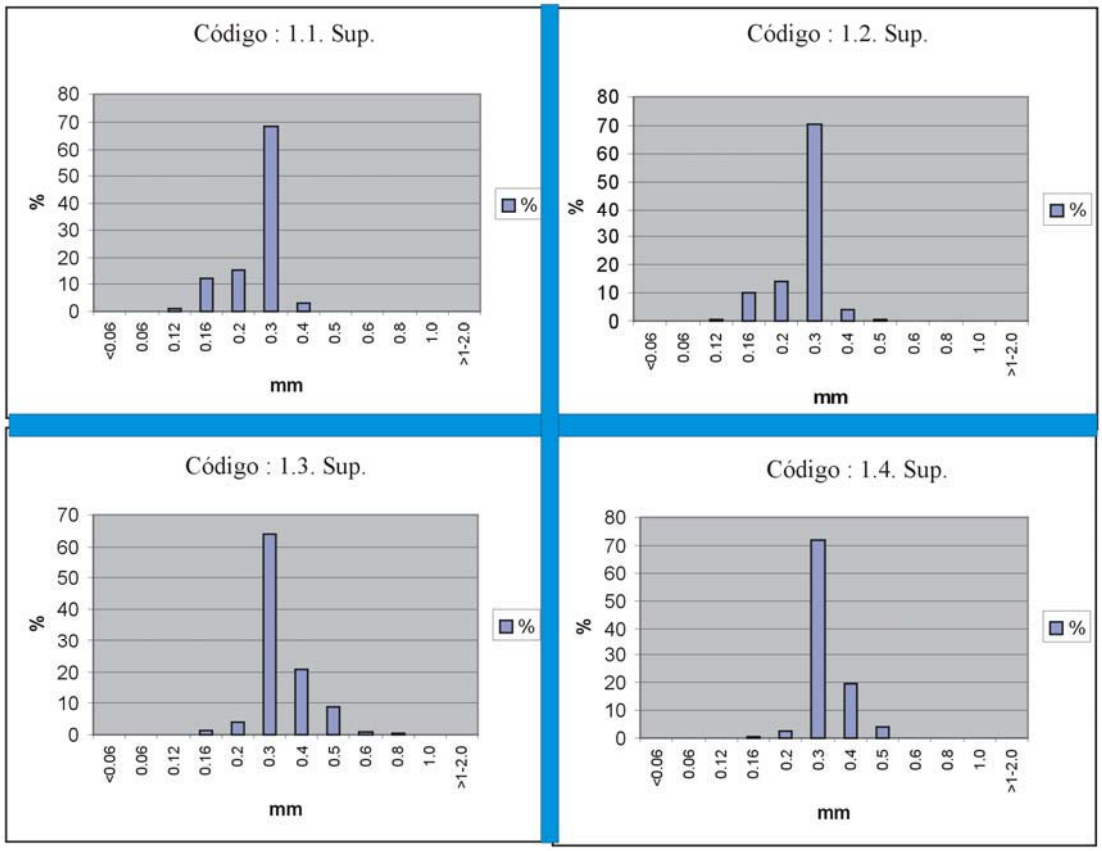


Fig. VI-18.- Histogramas en distintos parajes de la playa de Liencres. Se observa un incremento de la granulometría desde el 1.1. hasta el 1.4. Pas (Fig. VI-10) siendo éste último el correspondiente al "Puntal" y el más cercano a la desembocadura del río.

-Resultados (Fig. VI-19): se observa cómo todas las curvas son "sigmoidales" y presentan una gran clasificación. La media del índice de Trask es de 1,1. El valor del índice de Krumbein oscila entre -0,02 y 0,03. A través de los histogramas (Fig. VI-18) puede advertirse el incremento del tamaño que experimentan los granos de arena conforme nos aproximamos a la desembocadura. Ello implica la notoria alimentación fluvial de esta área aunque no se descarte la llegada de material desde otros sectores del litoral. Este es trasladado después a los tramos más orientales por algún tipo de corriente (posiblemente el "*rip current*" con la ayuda del oleaje del NW) confirmando lo expuesto con anterioridad por otros autores (A.A.V.V., 1995).

Respecto a la morfoscopía debe señalarse, que la mayoría de los granos corresponden a elementos de cuarzo. Junto a ellos, se observan ciertos porcentajes de materiales bioclásticos y calcáreos con tendencia a aumentar según nos aproximamos al extremo de la flecha del "Puntal". El examen morfoscopico de los granos revela que un

10% de ellos son “redondeados mates” – vinculados a la dinámica eólica-; entorno al 26% son redondeados – asociados a la dinámica marina con posible remoción eólica-; un 52% son subangulares –material fluvial retocado por el oleaje- y un 12% angulares – material inmaduro de origen fluvial- (Fig. VI-20).

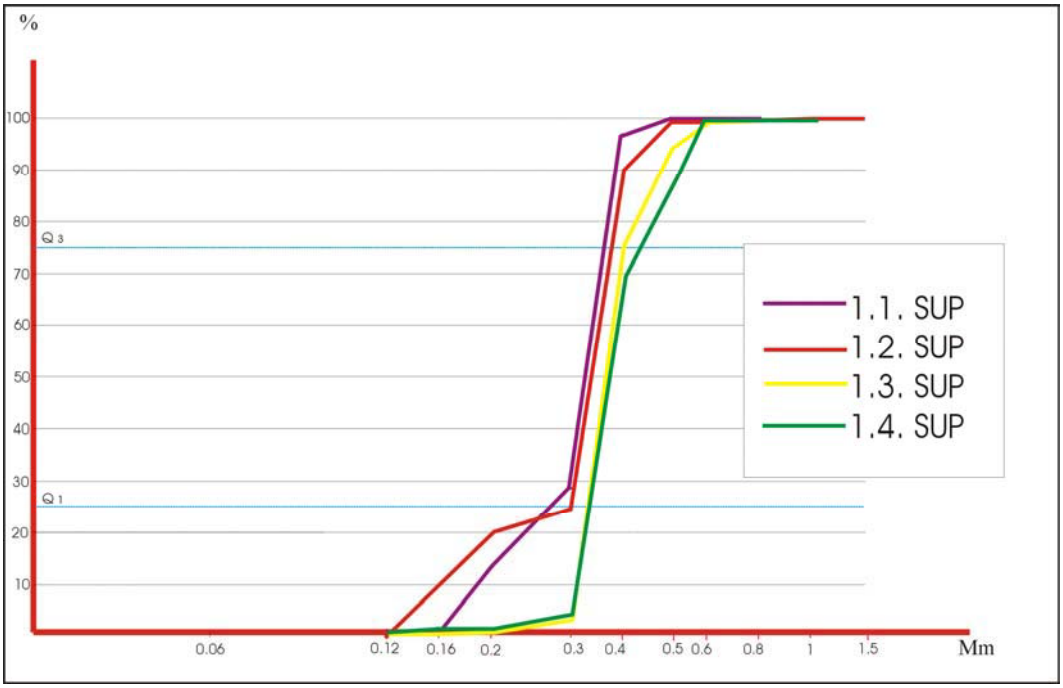


Fig. VI-19.- Curvas finales de la fracción arenosa en los puntos analizados.

Relacionado con los histogramas, el aludido aumento de los tamaños de grano experimentado hacia la desembocadura está íntimamente relacionado con una mayor presencia de los bioclastos.

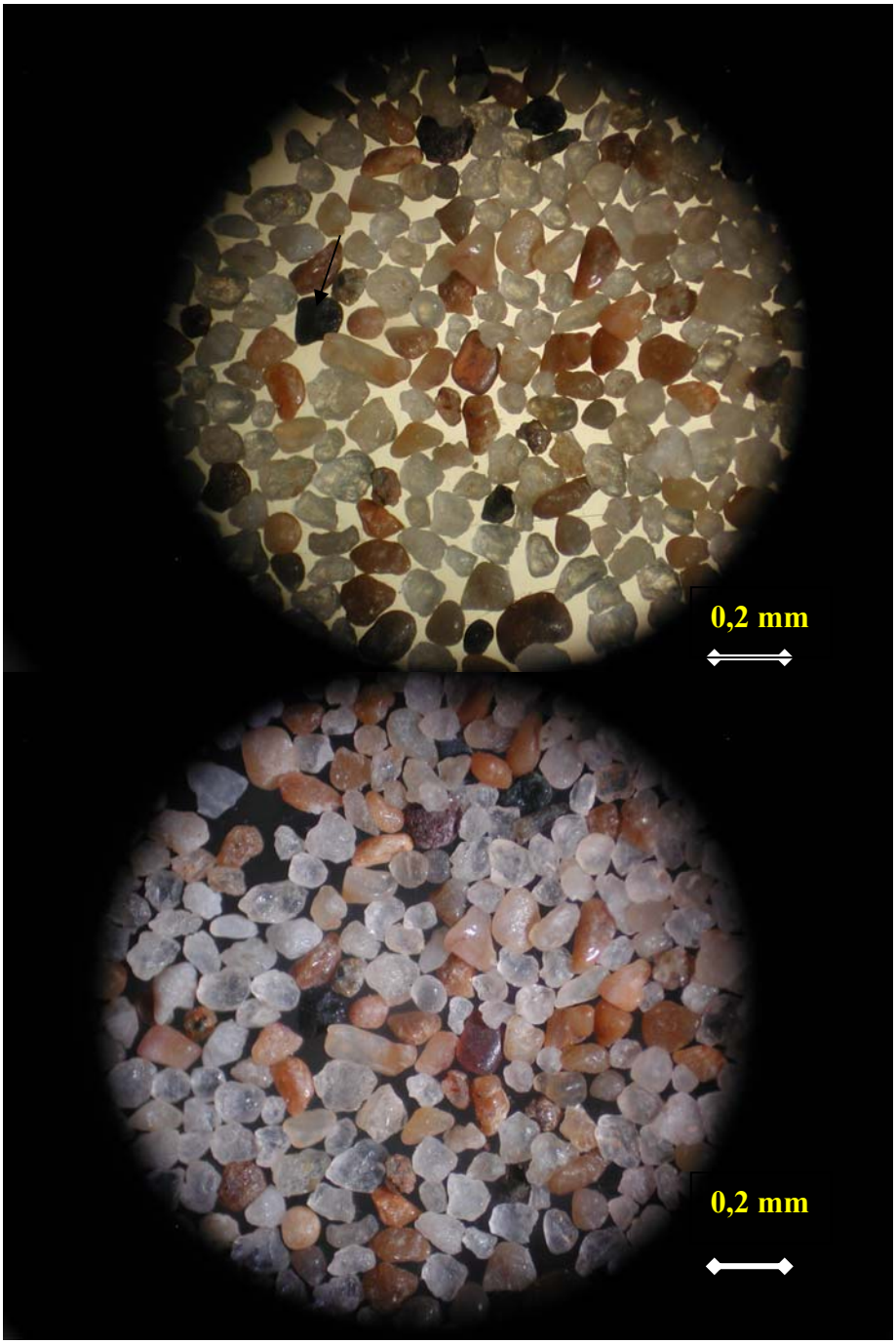


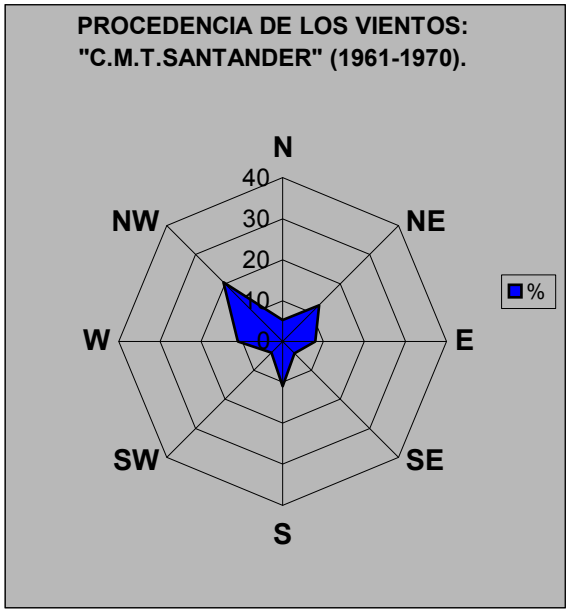
Fig. VI-20.- Vista a la lupa binocular de las arenas de la Playa de Liencres (ejemplo de la muestra 1.3. SUP). Imagen superior: la luz atraviesa los granos. Imagen inferior: luz directa y reflejada por los granos. Adviértase la coexistencia de granos relativamente redondeados por la dinámica marina y de un alto porcentaje de granos con escaso desgaste de sus aristas (subangulares).

6.3.- DINÁMICA EÓLICA:

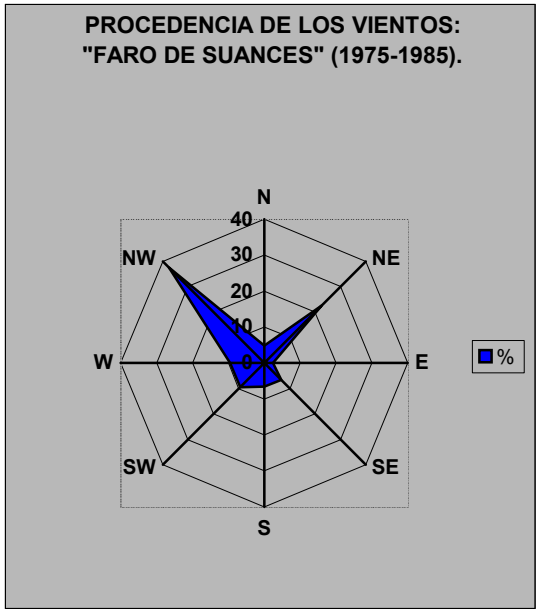
A la hora de examinar los sistemas dunares, el estudio de la dinámica eólica es de importancia notoria. La asociación viento-duna es siempre patente pues el viento es el encargado de transportar los sedimentos desde la playa hasta el cordón dunar y, es también, el responsable de que éste consolide su morfología o incremente sus dimensiones. Cambios en los vientos dominantes (tanto en su fuerza e intensidad, como en su dirección) alteran notablemente la dinámica dunar. Se puede paralizar el proceso de desarrollo, si disminuye la intensidad y fuerza del viento. Puede producir erosión, si aquel es muy violento o traslada mayoritariamente la arena al mar desde el cordón dunar. Con los datos de las distintas estaciones meteorológicas, se han elaborado las rosas de viento respectivas con la finalidad de observar sí han existido cambios en los últimos años en la dinámica eólica (Fig. VI-21a, Fig. VI-21b y Fig. VI-21c).

La primera interpretación, desprendida de la observación de las tres rosas, es una predominancia, *"a priori",* de los vientos del NW para las estaciones de Santander y del Faro de Suances. Sin embargo, en la estación de Parayas (situada al SW de Santander) no hay grandes diferencias de la distribución entre los vientos NW, W, SW y NE. No obstante, las estaciones de Santander "CMT" y del Faro de Suances no registraron las orientaciones intermedias de cada cuadrante (WNW, NNW, NNE, ENE, ESE, SSE, SSW y WSW) fruto, posíblemente, de alguna interferencia topográfica derivada de su emplazamiento específico. Más concretamente, la estación de Parayas (como se señaló con anterioridad) puede presentar dificultades a la hora de registrar los vientos del NW por su localización. Ésta se enclava a pocos kilómetros al sur de "Peña Castillo", un relieve de suficiente entidad que, muy posiblemente, genera un obstáculo a los vientos de componente NW y N, por lo que éstos, se ven registrados en menor medida que los demás vientos.

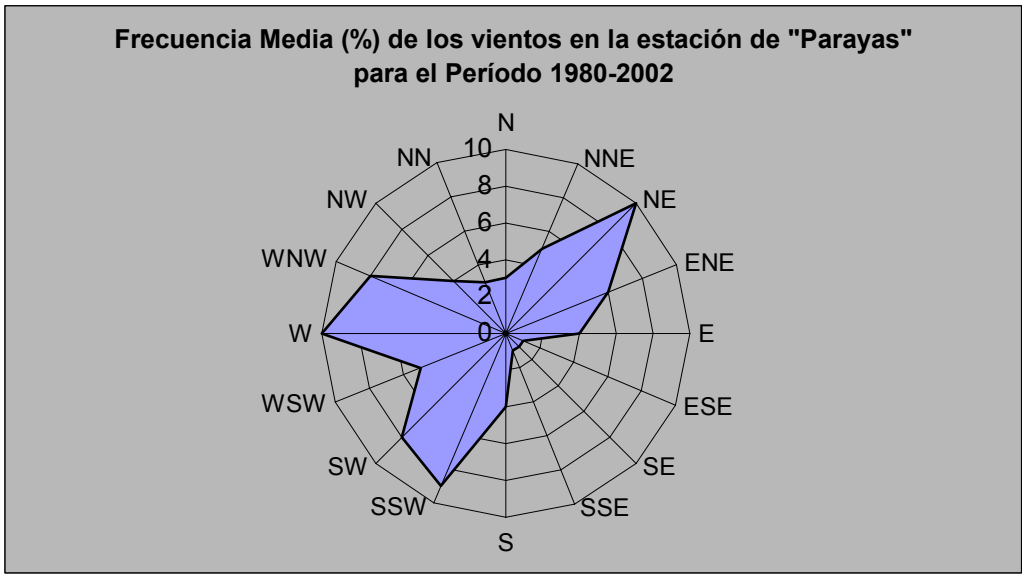
La frecuencia de los vientos del NW, detectada en Santander y en Suances, está vinculada a la entrada de las mencionadas perturbaciones frontales del 4º Cuadrante.



a).-



b).-



c).-

Fig. VI-21.- Rosas de vientos de distintas estaciones: a) "CMT" Santander, b) "Faro de Suances" y c) "Parayas".

Desafortunadamente, la estación del Faro de Suances lleva años sin tomar registros y, la de Santander ha sufrido cambios de situación. Por ello, usaremos la serie de Parayas. Si hacemos un análisis quinquenal de esta última (Fig. VI-22, VI-23, VI-24 y VI-25) se pueden analizar los posibles cambios registrados entre 1980 y 2000.

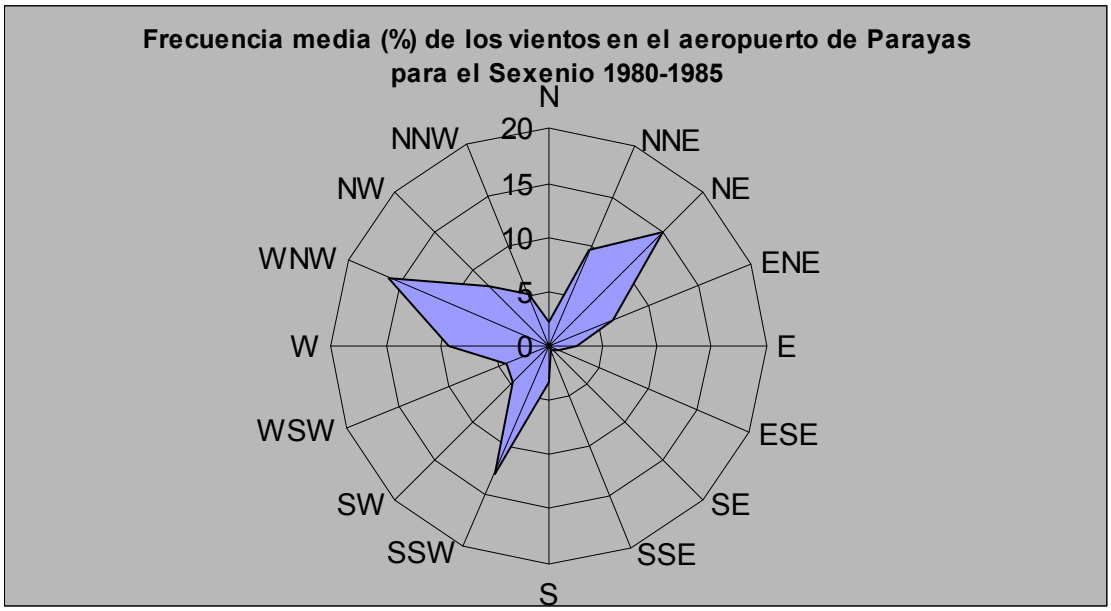


Fig. VI-22.- Frecuencia media (%) de los vientos en el aeropuerto de "Parayas" (1980-1985).

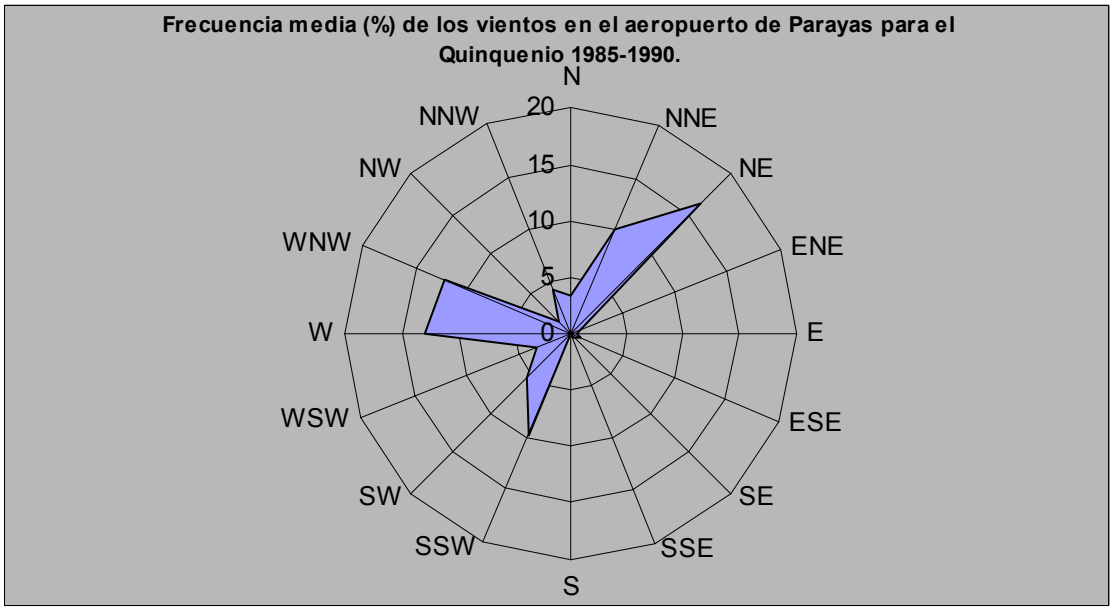


Fig. VI-23.- Frecuencia media (%) de los vientos en el aeropuerto de "Parayas" (1985-1990).

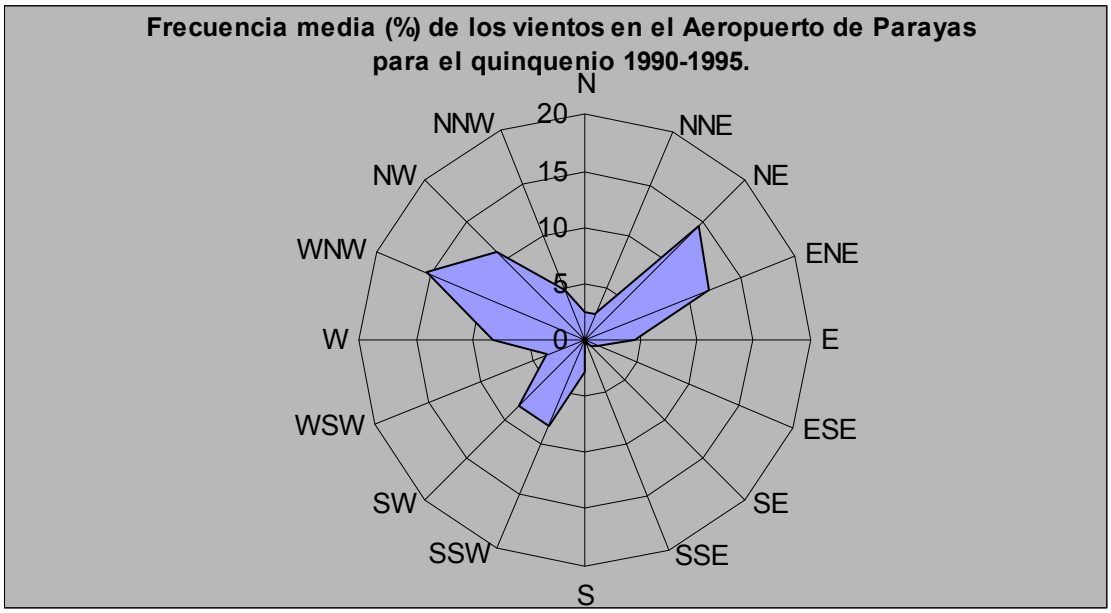


Fig. VI-24.- Frecuencia media (%) de los vientos en el aeropuerto de "Parayas" (1990-1995).

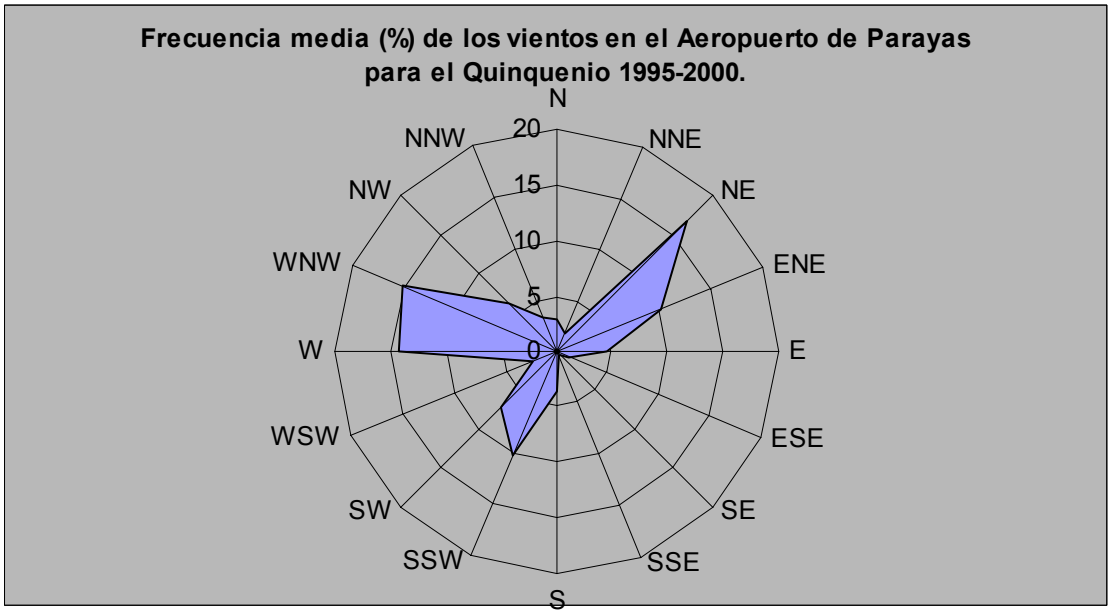


Fig. VI-25.- Frecuencia media (%) de los vientos en el aeropuerto de "Parayas" (1995-2000).

En Parayas se observa una dominancia, sensiblemente mayor de los vientos NNE-NE sobre los NW. En principio, para el sistema dunar de Liencres no hay que tenerlos en cuenta debido a la protección que, frente a ellos ejercen los relieves asociados al sinclinal colgado de San Román.

En definitiva, no parece existir grandes diferencias en ninguno de los quinquenios sobre la distribución de los vientos. Es de suponer que no han existido grandes variaciones en los últimos 20 años, en la dinámica general de vientos.

La estación de Parayas aporta también datos de cuáles son los vientos con sus respectivas medias para el período 1980-2002 (Fig. VI-26).

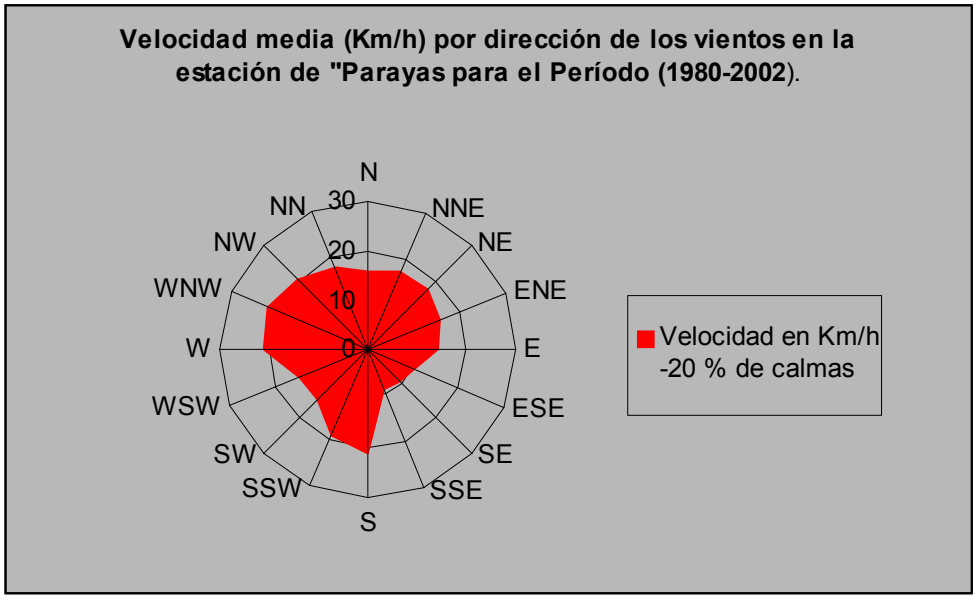


Fig. VI-26.- Velocidad media (km/h) por dirección de los vientos en la estación de "Parayas" (1980-2002).

De la Figura VI-26, se desprende que los vientos S, W, NW, WNW suelen tener una velocidad media entorno a los 20 km/h. La más alta coincide con ocasión de los vientos del WNW (22 km/h).

Se puede realizar, a pesar de todo, un sencillo análisis con lo obtenido por "Parayas" respecto a Liencres. Por la disposición de las dunas podemos conocer cuáles son los vientos dominantes en Liencres (NW-NWW-WNW y W). Si se sustrae la tendencia de los mismos desde 1980, e implicando las rachas de viento con alta velocidad (principal responsable del transporte mayoritario de sedimentos), se puede estimar si han podido ocurrir cambios en los vientos generadores de dunas.

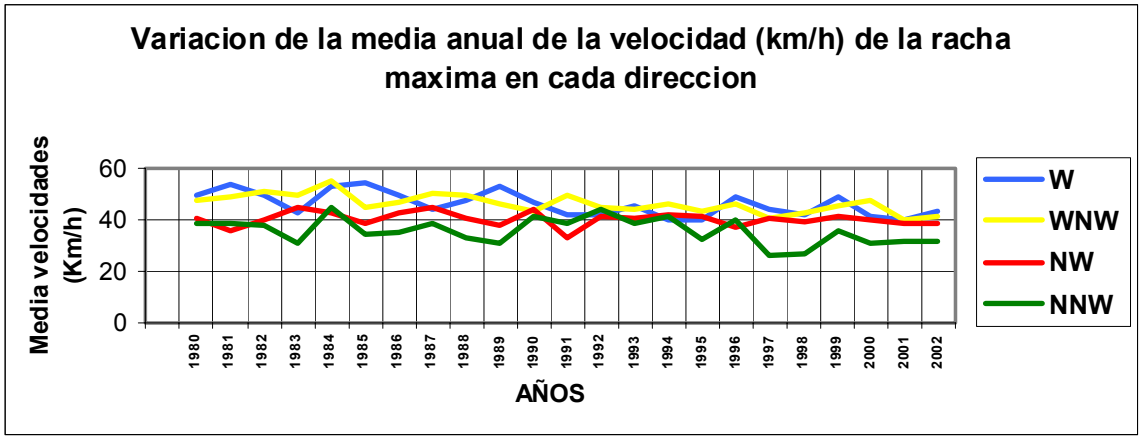


Fig. VI-27.- Variación de la media anual de la velocidad (km/h) de la racha máxima en cada dirección en la estación de "Parayas" (1980-2002).

Los vientos del NW, NNW y W parecen sufrir un descenso sensible en 1991, pero no se observan cambios excesivamente bruscos, salvo en los años que van de 1997 a 1999 para los de componente NNW, lo que implica, a su vez, una disminución potencial de la llegada de sedimentos a la duna desde la playa.

6.3.1.- APROXIMACIÓN AL FUNCIONAMIENTO EÓLICO EN LIENCRES.

Ante todo, la localización geográfica del sistema dunar constituye un elemento geomorfológico de principal relevancia. El hecho de que se encuentre cubierto al NE por los relieves del sinclinal colgado de "San Román" y al W por los elevados acantilados de "Las Lanchas" evita una incidencia clara de los vientos que puedan proceder de estas componentes. Sin embargo, las dunas de Liencres ofrecen una exposición despejada respecto a los husos del NW y del SW. Las evidencias morfológicas son múltiples: hay una predominancia de dunas de tipo "lingüiforme" y longitudinal (Fig. VI-28) orientadas con dirección NW-SE en las proximidades a la playa. Por lo tanto, la génesis del sistema tiene lugar de forma embrionaria con esta orientación.

Fig. VI-28.- Dunas de tipo longitudinal generadas por los vientos del NW. La que se encuentra en primer plano está empezando a ser colonizada por la vegetación.

El viento del sur ha dejado mayor número de evidencias de rango vegetal que morfológico. Es decir, el sector orientado meridionalmente, y por lo tanto, abierto a la ría de Mogro, se encuentra colonizado por los pinos de una repoblación forestal efectuada en 1947-49. Así, el desarrollo de las morfologías dunares está impedido casi siempre por la notable fitoestabilización de las cubiertas vegetales. Además su complejo y denso sistema radicular ha desfigurado las formas eólicas más elementales. A su vez, el arbolado impide que el viento del sur alcance las áreas proximales de la playa, auténtico conjunto nuclear del complejo dunar. Pero la vegetación muestra diversas cicatrices de la acción de las temidas "suradas" caracterizadas por:

- Desviación de los troncos en dirección sur.

- Troncos más bajos y copas con menor volumen en el arbolado emplazado en el sector meridional bañado por la ría.

Hay algunas dunas que presentan disposiciones orientadas de W-E. No obstante, siempre se emplazan en los sectores más occidentales y con morfologías peor definidas.

Atendiendo a los parámetros de fuerza y velocidad del viento, hay que destacar que:

a) la elevada altura de ciertas dunas (mayor a 30 m);

b) la existencia de morfologías longitudinales y

c) la presencia de *"dunas trepadoras" ("climbing dunes").*

Todas ellas sugieren que la media de las velocidades y las rachas máximas de viento son bastante elevadas para organizar de esta forma los sedimentos en un complejo dunar tan amplio (FLOR, 1980; ARTEAGA, 2000).

En definitiva, la dinámica eólica reinante en Liencres detectada por el análisis de la morfología dunar, explica la presencia de un paisaje de arenas desarrollado entre vientos fuertes y, en ocasiones violentos, limitados por la situación geográfica que favorece la penetración de los vientos del 4º Cuadrante.

6.4.-DINÁMICA DEL ESTUARIO:

En este apartado se pretende conocer el funcionamiento del estuario. Este tipo de medios, tal y como acontece en la "ría de Mogro", ofrece una gran complejidad dinámica y unas morfologías muy efímeras que también son responsables de los procesos de desarrollo o regresión dunar. Además, las acciones mareales que penetran por el estuario y su morfología meandriforme serán protagonistas de la actual erosión existente en el sector dunar bañado por la ría

Por lo tanto, se ha analizado el funcionamiento de las corrientes y su velocidad y se ha abordado los cambios recientes en la dinámica estuarina. También se ha determinado el límite de la onda de marea.

6.4.1.- APROXIMACIÓN AL CONCEPTO DE ESTUARIO Y AL PAPEL SEDIMENTARIO DE SUS DINÁMICAS.

Antes de establecer la evolución reciente de la ría de Mogro es necesario aportar una definición precisa del término *"estuario"*.

6.4.1.1. Tipología de estuarios:

Han sido numerosos los autores que han establecido una definición de estos sistemas fluvio-marinos. Para el presente trabajo me han parecido de interés las siguientes:

"Los estuarios son cuerpos de agua costeros semicerrados, con libre conexión con el mar abierto y en los que el agua salada se mezcla, de forma mensurable, con el agua dulce procedente del drenaje continental" (PRITCHARD, 1967).

Esta primera definición aporta un concepto de estuario desde una perspectiva casi exclusivamente hidrológica y, por lo tanto, me parece incompleta. Este tipo de sistemas tiene otras características de importancia como son su génesis y constitución. Por ello, la siguiente definición puede completar la anterior:

"...los estuarios son zonas de transición geológicamente efímeras cuya caracterización geomorfológica, sedimentaria o ecológica sufre variaciones constantes en el espacio y en el tiempo, en función de las relaciones entre tectónica, topografía, dinámica fluvial, actividad mareal y aportes desde los grandes dominios de influencia, el continental y el marino" (BORREGO, 1988).

Según Paskoff (1994), y desde el punto de vista geomorfológico, un estuario abierto sobre un relieve suave costero

"...es la desembocadura de un curso de agua importante que se vierte hacia el mar y sobre la que penetra ampliamente la marea".

Para explicar la forma de embudo que en planta ofrecen los estuarios hay definiciones como la de Langbein (1963):

"...un estuario ideal es donde el intercambio mareal de agua se ajusta de manera que la velocidad media registrada en un área con una sección determinada permanece constante en la región donde las mareas son el proceso geomorfológico predominante"

Por otro lado, Dalrympe et al. (1992) intenta establecer unos límites dentro de una serie de dinámicas existentes en estos complejos fluvio-marinos:

"...La porción hacia el mar de un sistema fluvial inundado que recibe sedimento procedente de áreas fuentes fluviales y marinas y que contiene facies influenciadas por las mareas, oleajes y los procesos fluviales. Se considera que el estuario se extiende

desde el límite hacia tierra de las facies mareales en su cola y hacia el límite marino en facies costeras en su desembocadura".

Por lo tanto, esta descripción implica de una forma directa que su formación está unida exclusivamente a un evento de transgresión marina, visión no muy alejada de la de Russell (1967) donde los estuarios son un reflejo evidente de los procesos eustáticos o variaciones del nivel del mar. De todos modos, tantas definiciones conllevan una multitud de criterios a aplicar a los dominios de un estuario y todavía son objeto de debate y discusión. En efecto, si los estuarios son considerados como ambientes sedimentarios costeros de transición, afectados por procesos dinámicos fluviales, mareales (con interferencia de oleaje) y eólicos, entonces entrarían dentro del grupo de otros sistemas litorales como los deltas, o islas "*barrera-lagoon*" donde se produce, igualmente, importantes mezclas de aguas continentales y marinas. Esto nos obligaría a establecer una definición más rigurosa de estos espacios "frontera" (FLOR, 2004).

Con todo ello, quizás uno de los elementos clave para entender los sistemas estuarinos es su tendencia a sufrir procesos de relleno: son espacios receptores de sedimentos con una tendencia a la colmatación fruto de la confluencia en el mismo de sedimentos marinos y fluviales (FLOR, 2004).

La clasificación de los estuarios es diversa y tiende a muy distintos criterios:

a).- Geomorfológicos: valles inundados, fiordos, lagunas detrás de barras arenosas, estuarios de origen tectónico, etc. Más recientemente Flor (2004), atendiendo a criterios morfológicos, ha tipificado cuatro grandes categorías:

- Estuarios de valles de ríos sumergidos.
- Estuarios de fiordos.
- Estuarios con barra.
- Estuarios generados por la actividad tectónica.

b).- Grado de salinidad: oligohalinos, mesohalinos, polihalinos, euhalinos y superhalinos.

En este aspecto, hay multitud de estudios que incluyen diferentes tipos de clasificación. Una de las más recientes (JAY y SMITH, 1991) se han establecido criterios en función de cómo se produce la mezcla entre el agua marina y la continental:

- débilmente estratificado,
- de mezcla parcial y
- estratificación total o en "cuña salina".

A destacar, la influencia y proporción de las mareas respecto al agua dulce del río tiene una gran trascendencia.

c).- Deposicionales: atienden al balance existente en el registro sedimentario de los estuarios con respecto al equilibrio o desequilibrio entre materiales de procedencia marina o fluvial.

d).- Grado de confinamiento del estuario (Fig. VI-29). El más difundido es el elaborado por Fairbridge (1980) donde se atiende de modo relevante a la geometría de la desembocadura y la topografía: **Fiordos** (relieves elevados y umbral somero-constricción); **Fjârd** (relieve bajo con formación de playas en las márgenes); **Ría** (abierta y con meandros sumergidos); de **llanura costera** (forma de embudo y llanuras intermareales en la bocana); **estuario confinado por una barrera** (presencia de una "espiga", "puntal" o "pit" arenoso y con la desembocadura en forma de matraz); **estuario ciego u obturado** (riesgo de cierre de la barrera arenosa en ciertas etapas); **estuario de frente deltaico**; y, finalmente, **estuario tectónico con una ría** (relieve elevado) y un "*lagoon*" (de aguas poco profundas).

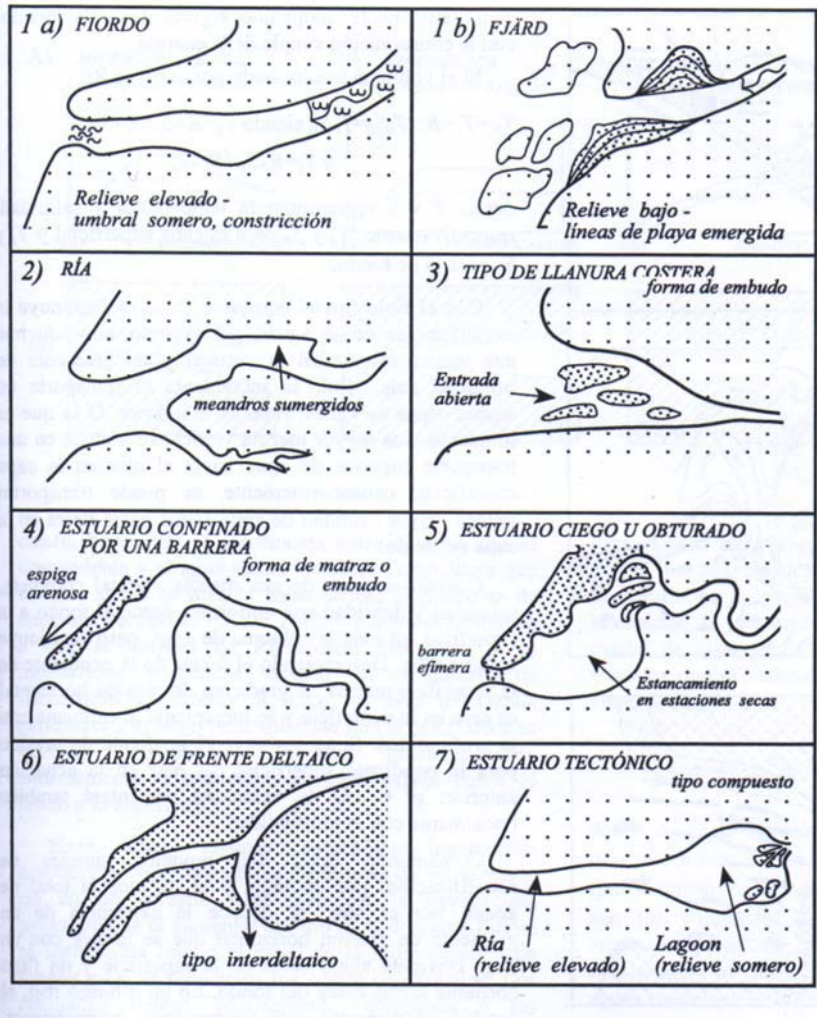


Fig. VI-29.- Clasificación de los estuarios de Fairbridge (1980)

Otros autores (HAYES, 1975; ROY et al., 1980; DALRYMPE et al., 1992; FLOR, 2004), han simplificado esta clasificación en función, sobre todo, de connotaciones mareales y su respuesta deposicional:

a) **Estuarios con la bocana abierta hacia el mar** (sin confinamiento alguno): dotados de un notable desarrollo de barras mareales longitudinales, paralelas al flujo y reflujo en los que se emplazarían aquellos dominios estuarinos donde predominan los procesos mareales (sobretodo macromareales).
b) **Estuarios de valle fluvial hundido o inundado confinado por una barra arenosa o estrechamiento rocoso**. En litorales con influencia meso y micromareal.
c) **Estuarios barrera de tipo "*lagoon*"** de zonas micromareales sobre todo (puede existir en mesomareales) y donde domina el oleaje.

Las corrientes mareales son las encargadas de producir la energía que mezcla las aguas saladas y las fluviales. A la vez intervienen en el transporte y allí, donde se solapan generan efectos de floculación y colmatación, dando lugar a la formación de bancos de arena y zonas fangosas.

Por lo general, en el Hemisferio Norte y por la fuerza de Coriolis, las corrientes mareales son desviadas a la derecha y suelen penetrar en las bocanas por las márgenes izquierdas. Por el contrario aquellas se desplazan por las márgenes derechas en momentos de descenso mareal. Durante su transcurso son varios los canales que efectúan la evacuación de las aguas (tanto de aguas marinas como dulces), mientras que, en la subida de marea, suele concentrarse en un sólo canal. Este hecho conlleva diferentes particularidades:

- En los procesos de entrada de la marea salina, la fuerza y velocidad son menores que en bajada, debido a la resistencia y oposición que ejerce el agua dulce en su descenso. Ello provoca por un lado, una elevación de la lámina del agua y por otro, un retraso de la subida del nivel mareal en los estuarios respecto a la costa donde se emplazan. Mientras sube la marea, las mayores velocidades de corriente se producen a media marea y pleamar.

- Cuando hay un proceso de descenso mareal, la velocidad es mayor y se produce entre diversos canales abiertos entre los bancos de arena más maduros y estables. Los ciclos de mayor energía en los canales suelen producirse en el momento previo a la bajamar.

- La cuña salina, por ser más densa, suele avanzar por el fondo, mientras que las aguas fluviales son evacuadas cerca de la superficie.

Según Pritchard y Carter (1973) se puede establecer una clasificación de los estuarios atendiendo a la distribución de sus aguas -dulce y salada- controlada por su comportamiento dinámico (Fig. VI-30):

a).- Estuarios con aguas "altamente estratificadas": son aquellos donde el aporte fluvial es mayor que el marino; esto implica que la cuña salina permanece en el fondo y

la lámina de agua dulce en superficie, con una frontera nítida entre ambas. Por lo tanto, el gradiente vertical salino es bastante acentuado entre el fondo y la superficie.

b).- Estuarios con aguas "parcialmente estratificadas": en ellas, el aporte marino es mayor que el fluvial. Dan lugar a turbulencias que afectan a los niveles de superficie, introduciéndose el agua dulce en la salada, mezclando ambas y homogeneizando la salinidad. Por efecto de Coriolis, el gradiente de salinidad aumentará hacia la margen derecha.

c).- Estuarios con aguas "homogéneas en la vertical" y con aguas **"homogéneas tanto en la vertical como lateralmente":** los primeros coinciden en estuarios anchos donde existe un escaso aporte fluvial y las mareas alcanzan importantes velocidades. Hay diferencias entre los gradientes de salinidad lateral y longitudinal (disminuye la salinidad longitudinalmente hacia la cola del estuario y hacia la margen derecha por efecto Coriolis). Por lo tanto, existe homogeneidad de salinidad en la vertical de la columna de agua. Los segundos se asocian a estuarios donde casi no existe aporte fluvial y, por ello, éste queda neutralizado por la marea. Una alta homogeneidad salina (tanto en la vertical como en las márgenes) domina en todos los confines estuarinos. Solamente existen diferencias longitudinales ya que la salinidad aumenta hacia la desembocadura. Este último tipo de estuario es muy poco frecuente.

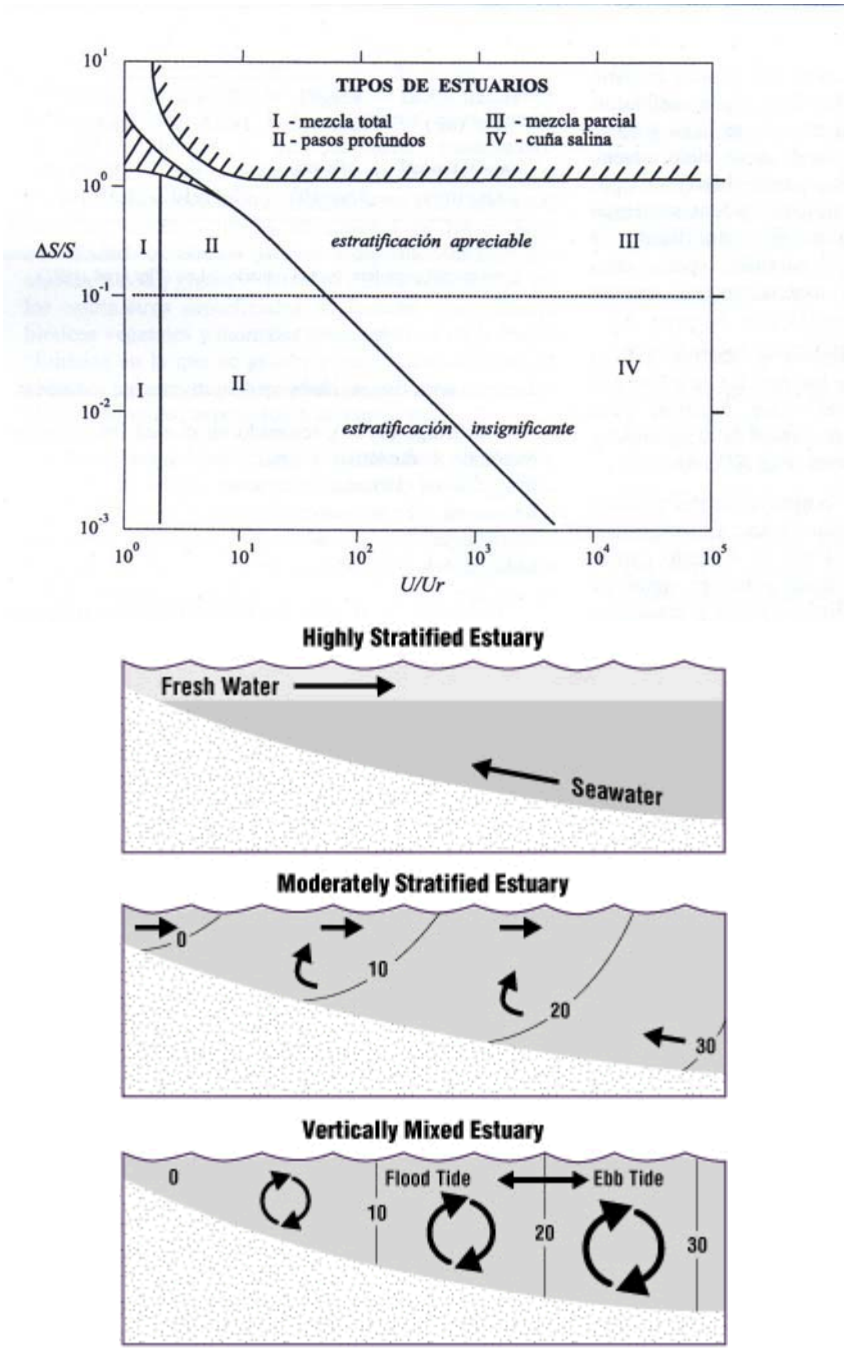


Fig. VI-30.- Arriba: tipos de estuario en función de la mezcla entre las aguas marinas y las continentales (Extraído de Flor, 2004). Abajo: Tipos de mezcla de aguas según la adaptación de Levinton (1982).

No obstante, existen muy pocos estuarios que se comporten, a lo largo del tiempo, de un modo ajustado a uno u otro modelo. Más bien, los estuarios, según el déficit fluvial, tendrán en períodos de estiaje, tendencia a ser más homogéneos y, en momentos de riadas o gran aporte de agua dulce tenderán, a una mayor estratificación.

Paskoff (1994) resaltó el papel del denominado tapón de lodo *("bouchon vaseux")* que existe en muchos estuarios y, sobre todo, en aquellos caracterizados por una gran extensión y un voluminoso aporte fluvial (Garona, Sena etc.). El citado "*bouchon vaseux"* consiste en una acumulación típica compuesta por sedimentos en suspensión que dan a las aguas una elevada turbidez (con valores de casi un gramo por litro). Estos sedimentos emigran movidos por las corrientes mareales y tienen un alto contenido en minerales debido a su relación con los contaminantes humanos y al efecto "*fecal pellets"*; en él, la actividad biológica es importante, debido a ciertos organismos que viven en los estuarios y que se alimentan de la materia orgánica de los contaminantes para, posteriormente, defecar aquellos complejos minerales que no pueden asimilar.

La presencia del "*bouchon vaseux"* en un estuario constituye una nítida señal de la acción antrópica. El efecto del incremento de la turbidez influye, también, en la temperatura y pH del agua por lo que su existencia afecta a la dinámica del estuario. Aquel, sólo suele ser expulsado fuera del dominio estuarino en momentos de fuertes avenidas y crecidas.

Respecto a los procesos de sedimentación desarrollados en estos ambientes hay que señalar que es en los momentos de cambio de una fase mareal a otra, cuando se produce la acumulación por el efecto flujo-reflujo que tiende a anular las energías de ascenso y descenso de las aguas estuarinas. Por lo tanto, entre la pleamar y el periodo del comienzo del descenso de marea hay un momento de deposición bastante generalizado. Los procesos deposicionales pueden estar controlados por condicionantes *físicos*, especialmente cuando la corriente del agua dulce descendente colisiona con la ascendente salina creando una zona de flujo nulo, motivo de la deposición de las partículas. También, los procesos *químicos* favorecen la sedimentación a través de la floculación de los materiales en disolución de las aguas salobres.

- Las zonas de sedimentación variarán de unos lugares a otros en función del tipo de estuario:

Aquellos con aguas altamente estratificadas (mayor aporte fluvial que mareal) se anulan las corrientes produciendo los fenómenos de sedimentación, en el área límite

entre la cuña salina y la masa de agua dulce. Así, las acumulaciones de materiales gruesos y finos se depositarán al pie de la cuña salina, pues la corriente de fondo impide que sean devueltas al mar.

En los estuarios con aguas parcialmente estratificadas o mezcladas (mayor aporte mareal que fluvial), las acumulaciones se alojaran entre los espacios de intercambio entre la fase de pleamar y de bajamar puesto que, en estos momentos mareales, remiten las corrientes.

En los estuarios de aguas mezcladas verticalmente de forma homogénea, las mayores tasas de sedimentación se producen cerca de la intrusión salina, mientras que los estuarios de aguas homogéneas, tanto en la vertical como lateralmente (hacia las márgenes), la deposición dependerá de condicionantes físicos u obstáculos que ofrezcan resistencia al flujo de las aguas.

Por lo tanto, los procesos de colmatación en las áreas de desembocadura de los estuarios serán más intensos en aquellos con aguas "altamente estratificadas" y "parcialmente estratificadas".

Un estuario puede ser dividido en tres sectores diferenciados: una zona *externa*, próxima a la desembocadura y dependiente de los eventos mareales; una zona *intermedia* donde los aportes marinos y fluviales tienen relevancias similares; y una zona *interna*, dónde suele haber mayor incidencia de los fenómenos fluviales.

En los estuarios del Cantábrico, las granulometrías gruesas suelen encontrarse en las áreas cercanas a la desembocadura, mientras que las arcillas y limos de origen fluvial se encuentran relegadas a los parajes internos del estuario (VILAS y ROLDAN, 1985).

En definitiva, en un estuario distinguiremos diferentes elementos morfo-sedimentarios:

a)- Fondos arenosos: formados por las fracciones finas depositadas tanto por los aportes fluviales como mareales. Son cubiertos por el agua permanentemente salvo algunas excepciones coincidentes con los días donde se registren mareas muertas.

b)- Bancos de arena (planicies intermareales): se ubican en las zonas externas de los estuarios y están compuestos, principalmente, por materiales de origen marino. Así, las condiciones de alta energía, conocidas en las proximidades de la bocana, dan lugar a la formación de *"megaripples"* en sus lechos que, sí son estables en el tiempo, pueden ser colonizados por organismos bentónicos y algas. Su presencia y desarrollo anuncia un progresivo tránsito a una futura marisma, cuya granulometría irá en disminución a techo con el paso del tiempo.

c)- Planicies intermareales fangosas: se disponen en las zonas internas del estuario y se encuentran sometidas a sendos procesos de bioturbación, siendo fácilmente colonizables por "*zostera"* y algas. La "*zostera"* (*Zostera noltii* y *marinae*) es una gramínea higrófila y halófila bentónica: es de las primeras especies en colonizar los bancos de arena en los que ya no hay impedimentos (ni dinámicos, ni tampoco biológicos) para el establecimiento de la vida vegetal. Pueden llegar a formar auténticas praderas y colaboran, en gran medida, al crecimiento en la vertical de los bancos de arena por su gran capacidad para captar sedimentos. Los materiales que componen estas planicies son fangos, limos y arcillas debido a la escasa acción del oleaje que afecta a estos dominios estuarinos. Los moluscos conforman la fauna principal y las estructuras sedimentarias son del tipo *"ripple marks"*, aunque de escaso tamaño.

d)- Canales arenosos: se emplazan entre los bancos de arena y sus lechos están cubiertos por materiales de granulometría gruesa. Por ellos discurre la marea antes de conectar con el canal fluvial. En ciertos estuarios dotados de varios canales, casi siempre hay uno donde es mayor el volumen de agua circulante y, por lo tanto, con mayor energía. En algunas regiones, se les denomina con el nombre popular y en singular de "la canal".

e)- Caños y Esteros: son pequeños canales que forman parte de la red de drenaje de las marismas. Alimentan y drenan dichas planicies estuarinas permitiendo los

procesos de floculación en las mismas debido a la entrada por ellos de las aguas salobres.

f)- "Slikkes" o marismas medias: en ellas aumenta la colonización vegetal, con algas y *zostera* en los niveles más bajos y plantas halófilas en los estratos más altos. Solamente se inundan con mareas de coeficiente fuertes y son drenadas por esteros.

g)-"Schorres" o marismas supramareales: coinciden con superficies compuestas por fangos endurecidos. La marisma está colonizada, en su mayor parte, por una cubierta vegetal muy densa. Es un estadio de transición previo a las praderías saladas y sólo son cubiertas por el agua durante las mareas muy vivas.

6.4.1.2.- Principales características de los estuarios cantábricos.

Por lo general, los estuarios cantábricos han sido considerados como valles fluviales inundados (RIVAS, 1990) en los que la marea es el principal agente dinámico. Tienen escasa profundidad y su calado va en aumento según nos adentramos hacia el mar. Suelen tener secciones transversales en artesa en las que destacan notables extensiones de fangos y arenas dispuestas entre canales sinuosos. Frecuentemente, se asocian a rías que se comportan como estuarios de mezcla parcial y únicamente en eventos de riadas, con un máximo aporte fluvial, pasan a ser verticalmente homogéneos. Por lo general, la salinidad va en aumento desde el ápice estuarino hasta la bocana de desembocadura.

La mayoría de los estuarios se emplazan en áreas sobrexcavadas por los cursos de agua con motivo de la gran regresión marina acontecida durante la última glaciación. En muchos casos, este encajamiento aprovechó las líneas de debilidad impuestas por una fracturación tectónica previa. Posteriormente, en el Holoceno, y coincidiendo con la transgresión Flandriense, los valles fueron inundados y la línea de costa avanzó parcialmente sobre el litoral. Pero, en la actualidad, entre los procesos de colmatación sedimentaria y el levantamiento isostático de la cornisa cantábrica se está produciendo un activo proceso de regresión estuarina.

Los procesos de colmatación han visto incrementar su eficacia en los últimos tiempos en todos los ámbitos estuarinos y de sus marismas asociadas. El motivo: las actuaciones de desecación y relleno realizadas por el hombre. Se ha calculado (RIVAS, 1990) que, durante la transgresión flandriense, la superficie de las rías de Cantabria abarcaba cerca de 189.000.000 m^2, pasando a 170.000.000 m^2 (aproximadamente) con la ulterior regresión. La posterior actividad antrópica, realizada de modo intenso en el siglo XIX, ha supuesto finalmente, la reducción de estos sistemas a 92.249.000 m^2, perdiéndose por lo tanto un 46% de la superficie total respecto al máximo que se registró en el Flandriense, hace unos 6.000 años.

6.4.2.- DINÁMICA Y VELOCIDAD DE LAS CORRIENTES: ESQUEMA DE FUNCIONAMIENTO.

6.4.2.1.- Análisis de corrientes

Para su conocimiento, se realizaron 12 campañas: 10 con 3 estaciones fijas (Estaciones 1, 2 y 5) y 2 con el apoyo de una embarcación de bajo calado pudiéndose medir más puntos (3, 4 y 6) visibles en la Fig. VI-31. En dichas jornadas se midió su velocidad, con distintos coeficientes de marea y estado de la misma ("*llenante*" y "*vaciante*") con el uso de un corrientómetro y un flotador (Tabla VI-IV y Fig. VI-31).

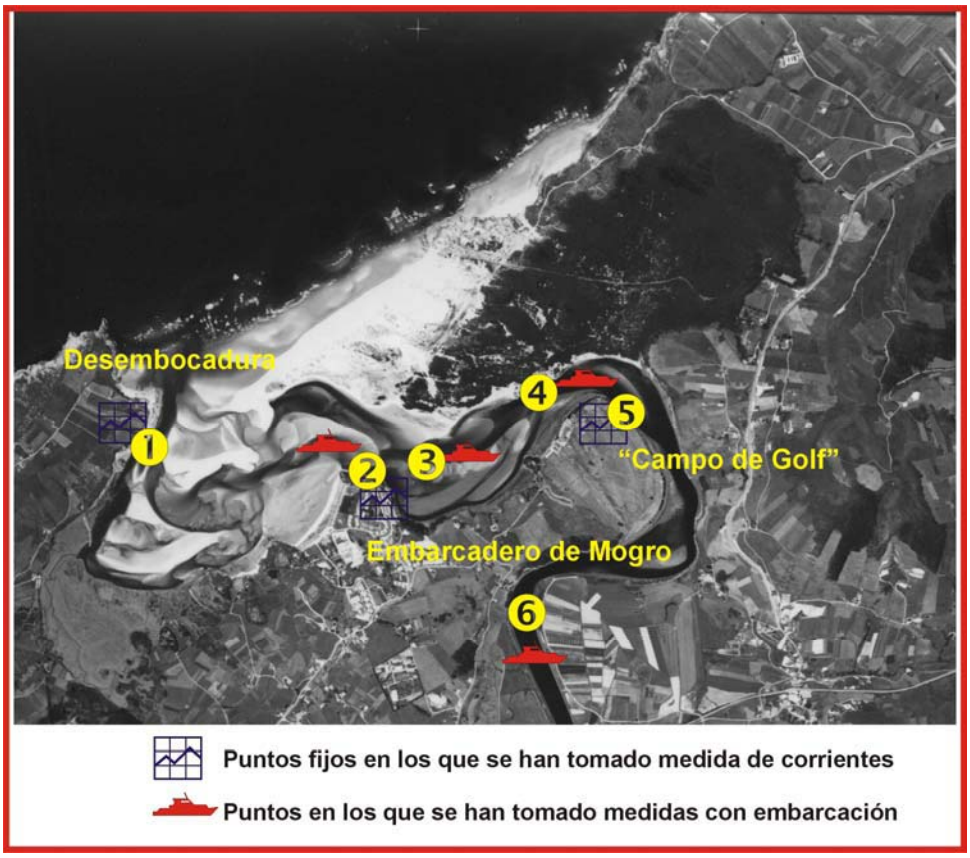


Fig. VI-31.- Puntos de medición de la corriente en el estuario del Pas.

6.4.2.2.- Consideraciones acerca del funcionamiento de las corrientes:

* En la bocana - sector externo del estuario - (Fig. VI-32, VI-33 y VI-34): Las primeras campañas se destinaron al cálculo de la velocidad de la corriente en el área distal del estuario. Se hicieron medidas con coeficientes de marea 50 y 107 (mínimo y máximo respectivamente) y se observó que no había grandes diferencias entre las velocidades de las corrientes con coeficientes mareales distintos. Aquellas eran mayores en los momentos cercanos a la bajamar y a la pleamar oscilando entre los 0,7 y 1,8 m/s. Esos valores corroboraban el estudio efectuado por la "Fundación Leonardo Torres Quevedo" (A.A.V.V., 1995) de la Universidad de Cantabria para la Demarcación de Costas donde registraron velocidades muy similares (1,1-1,6 m/s) a lo largo de una campaña de toma de datos. La velocidad de los flujos estuarinos confirma ser este el tramo donde son más eficaces los procesos de erosión/sedimentación sobre los bancos arenosos, hecho apoyado posteriormente por el análisis de la fotografía aérea y el trabajo de campo.

Fig. VI-32.- Vista desde el sector occidental del estuario de la "Bocana del Río Pas" y del banco de arenas emplazado en dicho sector.

Fig. VI-33.- Detalle de la "Bocana".

LOCALIZACIÓN MUESTRA	ESTADO MAREA	VELOCIDAD	Dominio estuarino
Estación 1: "Punta del Águila"	Subiendo Bajando	0,7-1,8 m/s 0,7-1,5 m/s	Bocana: sector EXTERNO
Estación 2: "Embarcadero Mogro"	Subiendo Bajando	0,1-0,5 m/s 0,2-0,5 m/s	Zona INTERMEDIA
Estación 3: Canal central	Subiendo Bajando	0,3-0,5 m/s 0,5 m/s	
Estación 4: Zona de "Turbulencias"	Subiendo Bajando	0,5 m/s 0,5 m/s	
Estación 5: Campo de Golf	Subiendo Bajando	0,3-0,5 m/s 0,15-0,3 m/s	sector INTERNO
Estación 6: "Unquera"	Subiendo Bajando	0,1-0,3m/s 0,1 m/s	

TABLA VI-IV.- Velocidad media de las corrientes en las estaciones del Estuario del Pas, determinada con las 12 campañas.

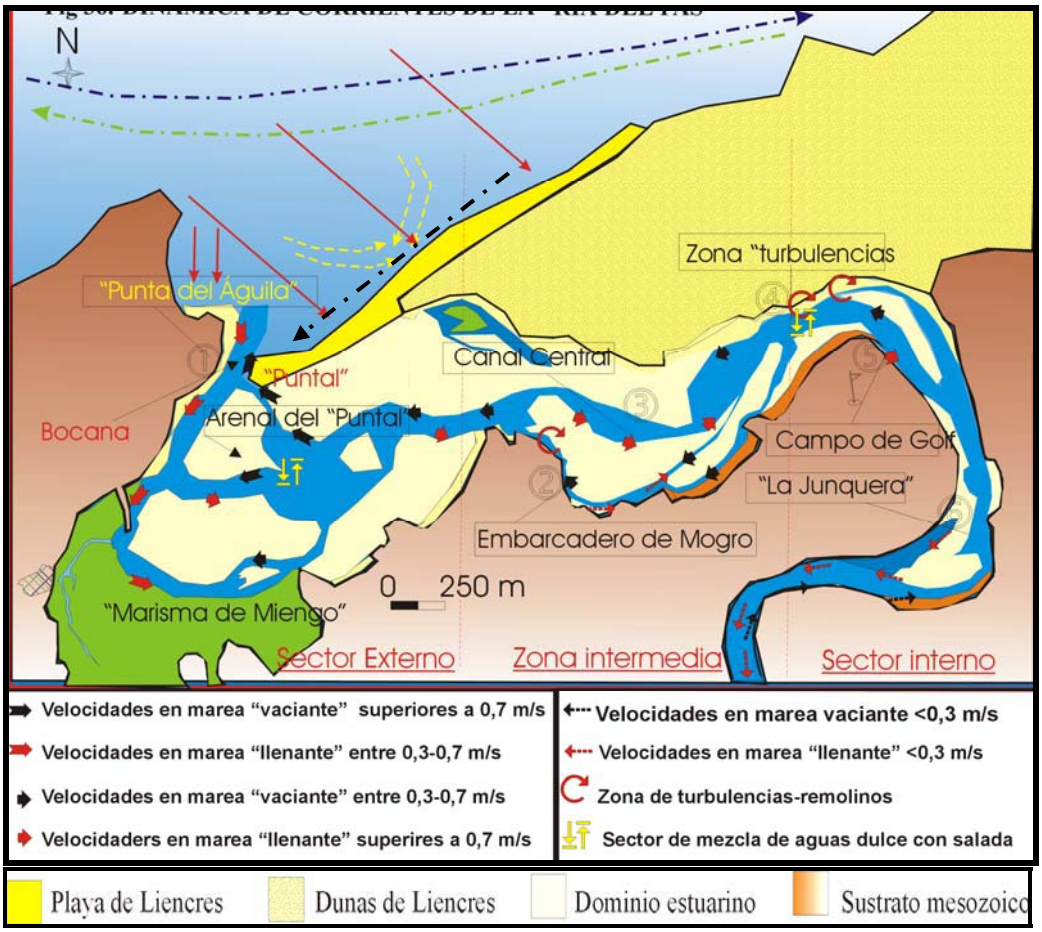


Fig. VI-34.- Dinámica de corrientes en el estuario del río Pas.

* Sector neutro o "intermedio" del estuario (Fig. VI-34 y VI-35): según nos adentrábamos hacia el sector interno de la ría y una vez sobrepasadas "La Marisma de Miengo" y la "Playa de Mogro", la velocidad se reducía a casi la mitad de la registrada en la desembocadura y continuaba disminuyendo progresivamente hacia aguas arriba, según nos acercamos a la "Unquera". Las velocidades eran aquí de unos 0,1 a 0,5 m/s, según el coeficiente mareal puesto que a mayor valor de este le correspondía, también, mayor rapidez de la corriente.

Fig. VI-35.- Arriba izquierda: Vista del tramo "intermedio", margen izquierda – meridional - del estuario del Pas (Mogro) en momento de bajada mareal, por lo que se puede apreciar como emerge el denominado "*Banco de Arenas Central*". Arriba derecha: Vista de sur a norte de este tramo. Abajo: sector septentrional de la zona interna en marea baja. Adviértase la existencia del canal principal de desagüe en donde se registraron las velocidades de corriente más altas en este tramo.

* Sector interno del estuario (Fig. VI-36 y VI-34): aguas arriba de la "Unquera", la energía se disipa considerablemente en "subida" de marea y la velocidad era de unos 0,1 m/s. El canal principal abandonaba la margen izquierda (por la que penetraba la cuña salina por el efecto Coriolis) para centrarse en el interior del estuario. En "bajada" de marea, podía ser sensiblemente mayor la corriente (0,15 m/s) según la intensidad del coeficiente mareal.

En definitiva, para todo el estuario, la media de la velocidad de la corriente era de unos 0,5 m/s. Valor suficiente para transportar una carga detrítica de granulometría fina pero demasiado bajo para el transporte de las fracciones media y gruesa (URIARTE, 1994). Se ha observado que, en la cola del estuario y concretamente en el sector mas interno del estuario (Puente Arce), hay sedimentación de arenas de

granulometría media allí donde las aguas de la cuña salina colisionan, en pleamar, con las aguas dulces. Aquí, y en la margen izquierda, el depósito de arenas llega a los 2 m de espesor visible.

Fig. VI-36.- Vista panorámica del sector interno del estuario caracterizado por velocidades de corriente irregulares y de poca intensidad.

6.4.3.- DETERMINACIÓN DE LA ONDA DE MAREA:

En principio, un modo de averiguar la magnitud de entrada de la onda salina y establecer si estamos ante un sistema estuarino "parcialmente estratificado" o simplemente "estratificado", consistió en analizar la conductividad de las aguas. Con este método pude precisar el lugar hasta dónde llega la remontada del agua marina en la cola del estuario: las aguas saladas tienen una mayor conductividad eléctrica que las aguas dulces por incorporar una mayor cantidad de elementos solubles en su carga hidroquímica. Su composición se incluye en la Tabla VI-V:

MINERALES	PESO EN g/l	% DE LAS SALES
CLORO	18,98	55,04
SODIO	10,56	30,61
SULFATOS	2,65	7,68
MAGNESIO	1,27	3,69
CALCIO	0,4	1,16
POTASIO	0,38	1,1
BICARBONATOS	0,14	0,41
ESTRONCIO	0,13	0,04
BROMO	0,065	0,18
TOTAL	**34,5 g/l de sales**	

TABLA VI-V.- Composición mineralógica del agua del mar (Según GUILCHER, 1965).

La concentración de estas sales es la que ha generado el concepto de "salinidad" (a diferencia de los oceanógrafos japoneses que hablan de "*cloronidad*" por atender más al papel del cloro en las aguas marinas).

Según Paskoff (1994) y otros autores, en un estuario la salinidad oscila entre 0,5 ppm en la cola y 35 ppm en la desembocadura en subida de marea. Por lo tanto, los límites del ascenso del agua asociada a la onda de marea estarán en el límite marcado por una salinidad cercana a 0,5 ppm.

En algunos casos se ha utilizado la conductividad para medir el límite de expansión de la cuña salina, pero la localización de ésta siempre dependerá de la zona investigada. Es decir, la conductividad del agua de mar puede superar los 50 miliSiemens/cm (50.000 microSiemens/cm) y desciende muy acusadamente hasta unos 500 a 600 microSiemens/cm en la cola del estuario. El problema resulta si dicha cola se encuentra cercana a un sistema kárstico o se encuentra excesivamente contaminado (por causas naturales o antrópicas), pues a veces los valores pueden sobrepasar los 1.000 microSiemens/cm. Por lo tanto hay que tener cuidado en cuencas excesivamente contaminadas o con un intenso grado de karstificación en parajes cercanos, como sucede en el estuario del Pas. En él, los vertidos de las lecherías aumentan notablemente

los valores del pH (por la alta basicidad de la leche) y de la conductividad (por la incorporación de calcio y otros minerales de origen lácteo).

La dureza y la alcalinidad se comportan de modo similar a los análisis anteriores, ya que un agua marina contiene un nivel alto de dureza (registrada, a su vez, por el conductivímetro). Pero la alcalinidad nos dará un parámetro de contaminación o de exceso de carbonatos. Por lo tanto, como se apreciará, en una de las estaciones, emplazada cerca de la desembocadura ("Campo de Golf"), no se han realizado medidas de dureza, pues ésta es muy elevada. Los dos parámetros se han medido en mg/l de carbonato cálcico.

- Resultados:

Con la ayuda de una embarcación, tal y como se ha comentado, se remontó la ría tomando datos con el conductivímetro en una marea de coeficiente 98 y en "subida", para establecer el punto máximo de la onda salina. Si bien, ésta no llegaba al rango de "marea viva" (que daría el límite máximo de penetración de la cuña salina en el estuario), era lo suficientemente amplia para establecer una aproximación.

La influencia marina en el estuario puede detectarse a partir del momento en que se sobrepase el umbral de 0,5 ppm en los valores de salinidad. Este valor se dio a la altura de Barcenilla (Fig. VI-37) coincidiendo mecánicamente con el fin del empuje de la marea a la barca. La conductividad alcanzó en este punto a una profundidad (de -1,5 m), los 424 microSiemens/cm. Valor poco concluyente para las aguas de un tramo fluvial con incidencia kárstica y contaminada: si sólo se hubiera utilizado este parámetro, el límite de la remontada de aguas salinas en la cola estuarina hubiera sido confuso. Por lo tanto se recogieron muestras para su posterior análisis con el "salinómetro", resultando un valor de 0,5 ppm de media. Luego, en estos parajes de la cola estuarina se localizaba el límite más alto de la influencia marina, situado a 1,7 km aproximadamente de la estación de muestreo de "Puente Arce". Así pues, la penetración de la onda de marea afecta a un tramo de 8 km desde la bocana hasta este punto de la cola estuarina (Fig. VI-37).

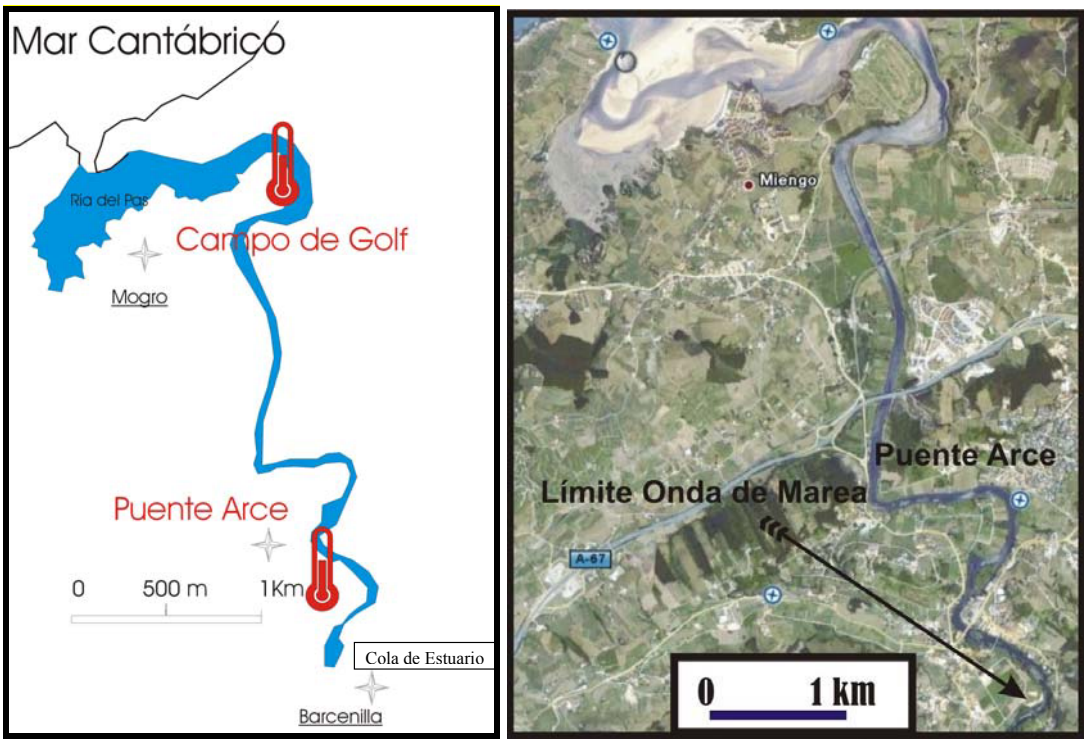


Fig. VI-37.- Límite del estuario del río Pas, inmediaciones de la localidad de Puente Arce.

Respecto a los parámetros de conductividad, estos variaron entre 51.000 microSiemens/cm y los 428 ya comentados. Hay que señalar que ese valor máximo se registró a unos 3 km de la desembocadura.

6.4.4.- EVOLUCIÓN Y CAMBIOS RECIENTES DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS ("RÍA DE MOGRO" O "ABRA DEL PAS"):

Una vez examinadas las distintas tipologías se va a proceder a clasificar al emplazado en la desembocadura del Pas. Éste puede ser considerado como un "**estuario confinado con barrera**" (FAIRBRIDGE, 1980) o un "**estuario con barra**" (FLOR, 2004) atendiendo a criterios morfológicos y de confinamiento. A partir del análisis de sus aguas y, conociendo cómo el volumen de agua dulce aportado por el río Pas es muy inferior al incorporado por la onda de marea a la "Ría de Mogro", se le puede clasificar como "**homogéneo en la vertical**" aplicando los criterios de Pritchard y Carter (1973).

Como en otros muchos estudios de Geomorfología Litoral elaborados a partir de los años setenta (BIRD, 1974), se ha examinado la evolución del estuario del Pas, a partir del contraste entre fotografías aéreas realizadas en diversos años. El tramo estuarino al que se ha prestado mayor atención pertenece a sus sectores medio y

externo. Estos se hallan comprendidos entre la localidad de Boó de Piélagos (puente del ferrocarril de vía estrecha, Santander-Torrelavega) y la desembocadura. Es en él, donde aquellos revisten mayor frecuencia y donde es más notable la entidad de las modificaciones de su configuración y paisaje temporal.

Para ello se han examinado las fotos aéreas de diferentes vuelos y escalas. Como ya se expuso en el apartado metodológico destacan:

-Vuelo de 1956 (también llamado "Vuelo Americano"), escala 1:33.000 aproximadamente.
-Vuelo de 1974 -(I.G.N.), escala 1:30.000.
-Vuelo de 1988 -(I.G.N.), escala 1:30.000.
-Vuelo de 1988 -(Gobierno de Cantabria), escala 1:18.000.
-Vuelo de 1997 -(I.G.N.), escala 1:40.000.
-Vuelo del año 2001. Financiado por la Fundación "Marcelino Botín" para la realización de la presente investigación. Escala 1:5.000.
- Imagen satélite SPOT de Google del año 2007.

En cada uno de los vuelos se han establecido un conjunto de puntos fijos con el fin de homogeneizar las escalas de los elementos geomorfológicos representados y permitir, así, un contraste más riguroso de los cambios acontecidos en el Estuario.

-Descripción de las fotografías e imagen satélite:

En este apartado se pretende abordar mediante gráficos diacrónicos, el análisis de los elementos y las morfologías más notables del estuario y, por tanto, bien visibles en la fotografía aérea. Entre estas morfologías destacan: los distintos canales, bancos de arena, playas interiores - o del estuario-, zonas de marisma –*schorres* y *slikkes* – y sistema dunar.

6.4.4.1.- El estuario en 1956: ("Vuelo americano" escala 1:33.000 aprox.):

Las fotografías aéreas tomadas durante este vuelo sobre la costa cántabra son de bastante mala calidad pues ofrecen una excesiva luminosidad y falta de contraste. La mala visibilidad de las imágenes se acentúa por la reflexión lumínica que ofrece el Sistema Dunar de Liencres que, para esta época, estaba prácticamente desprovisto de vegetación. Por ejemplo, no se diferencian la línea de playa ni tampoco el comienzo de los cordones dunares. Sin embargo, los canales estuarinos son bastante visibles.

Del grafico y de la fotografía aérea destacaremos los hechos más sobresalientes de las siguientes unidades morfosedimentarias (Fig. VI-38):

- Canales: en el sector más meridional se observa cómo la marisma desecada a finales del siglo XIX ("La Unquera"), esta estabilizada y el río fluye por el E, mordiendo lateralmente el sustrato rocoso de la margen derecha (peana de los relieves del sinclinal de San Román). A continuación, describe un meandro al cambiar el rumbo E-O. El río discurre por un solo brazo hasta el "embarcadero de Mogro" donde modifica de nuevo la dirección (S- N) para ceñirse, entonces, al "Puntal" del sistema dunar y formar otro meandro de dirección S-N. Sin conexión a "la canal principal", en el sector externo del estuario (bocana) y a escasos 200 m de la desembocadura, hay que advertir la existencia de dos tramos sinuosos abandonados. Constituyen los retazos del pretérito trazado del "canal principal"[2], no funcionales hoy en día. Uno de ellos estaba alimentado por los esteros de la marisma y se adosaba a la misma. Mientras, el otro se situaba entre este primero y el canal principal. A destacar también la presencia diversos esteros y un canal que drenaban la marisma de Miengo.

- Bancos de arena: El banco más meridional se emplazaba junto a la marisma desecada de la "Unquera" y sólo está cortado por un pequeño canal. Según nos aproximamos al sector externo del estuario, y hasta las inmediaciones del embarcadero de Mogro, existía un sólo banco de arena por cada margen separados por el canal principal. Uno de ellos bordeaba el sustrato rocoso (el de la margen izquierda) y el otro se comporta como la

[2] Recordar que para el presente trabajo denominaremos "la canal" y "canal principal", al canal del estuario que tiene mayor aporte hídrico y es el que alimenta al resto de canales adyacentes.

prolongación del sistema dunar de Liencres (margen derecha) alcanzando, incluso, el "Embarcadero de Mogro" y casi cegando el canal. En principio, son las dunas las que alimentaban a este último banco de arena puesto que no existía vegetación que obstaculizase el transporte eólico de las partículas. Hay que tener en cuenta que, en 1947-1949, el I.C.O.N.A. realizó una plantación con pino marítimo destinada a fijar las dunas. A mediados de los años cincuenta, aquel no había desarrollado una cobertera suficiente. Finalmente, el cambio que realizó "la canal" adhiriéndose al "Puntal del sistema dunar", había dejado aislado a un banco de arenas que, en años anteriores, formaría parte del complejo playa-"Puntal" de Liencres.

Fig. VI-38.- Vista del "Banco central de arenas" durante una bajamar en el año 2004.

- Playas interiores: existe una de rango permanente en las inmediaciones del afloramiento calizo de Mogro y recibe el nombre de "playa de Mogro". En la cartografía se han representado algunas más, pero que forman parte o bien del sistema dunar o de la bocana de desembocadura. Son más efímeras y vulnerables debido a su proximidad a los ámbitos más activos del estuario (acciones fluvio-mareales de bocana y sistema dunar sin fijar).

- "*Schorres*" y "*slikkes*": En las fotos del año 1956 es muy difícil diferenciar los "*slikkes*" de los "*schorres*" de la ría de Mogro. En principio, el "*slikke*" más importante es el de la marisma situada en la desembocadura (también denominada de "Miengo") fácilmente apreciable gracias a la red de esteros que lo drenan y por especial cromatismo, bien

distinto al de los bancos de arena y al del resto de las acumulaciones detríticas del estuario. A pesar de que no se advierte con nitidez, sabemos que, en esta época, este sector era una zona aprovechada para la producción de moluscos (RIVAS, 1990 y A.A.V.V., 1995) Respecto a los "*schorres*", que tendrían mayor extensión antes de su desecación a fines del siglo XIX, son sólo destacables tres a pesar de sus escasas dimensiones:

- uno en la margen derecha, sector interno y meridional, correspondiente a un retazo de la antigua marisma de Piélagos;
- otro en la otra margen, anexo a la vieja marisma de "La Unquera" y situado al norte de la misma;
- y el último, que parece poblado de *zostera*, se emplaza en la margen derecha junto al "Puntal".

Fig. VI-39.- A la derecha se aprecia la marisma de Miengo con algunos canales o esteros. A la izquierda se puede observar el banco de arenas anexo al "Puntal".

Fig. VI-40.- Pequeña marisma con "*schorre*" y "*slikke*" en la margen izquierda del sector intermedio que apenas se aprecia en las fotografías. Puede ser un posible resto del que existiera en tiempos anteriores en lo que es hoy el "Campo de Golf".

- Sistema dunar: el "Puntal" del mismo se encuentra a varios centenares de metros de la denominada Punta del Águila (unos 400). Ésta última se localiza en el sector NE de la cuesta de "Las Lanchas", armada sobre las calizas cretácicas en margen izquierda de la desembocadura del estuario.

6.4.4.2.- El estuario en 1974 (Fig. VI-41):

Este vuelo, efectuado para el I.G.N., ofrece imágenes aéreas con una escala algo semejante (1:30.000) a las de 1956 pero con mucha mejor calidad. Su único inconveniente es que su obtención tuvo lugar durante las horas de marea ascendente, lo que enmascara la posición y presencia de algunos posibles bancos de arena. Por otro lado, hay que apuntar la existencia de un reflejo en el sector meridional impidiendo la buena visibilidad de los elementos morfosedimentarios de este sector.

- Canales: Entonces seguía existiendo un canal principal pero con formas de ramificación embrionarias en las inmediaciones del "Embarcadero de Mogro". Uno de los meandros abandonados (el situado entre "la canal" y el meandro anexo a la marisma de Miengo) había desaparecido, puesto que el canal principal ahora discurría por él. Así pues, la antigua salida de 1956 se encontraba cegada por un banco de arenas preludio de un proceso de conexión con el "Puntal". Sólo les separaba un pequeño y estrecho pasillo

por el que circulaba el agua, que, quizás, pudiera estar testificando la existencia de una rotura del "Puntal" de Liencres entre los años 1956 y 1974.

- Bancos de arena: por las razones argumentadas en el párrafo anterior, en el área de la desembocadura se apreciaba una tendencia de unión entre el "Puntal" de las dunas de Liencres y el "arenal" que antes, estaba desconectado del mismo por el canal principal de desagüe del estuario. Destacar, también, que enfrente del "Embarcadero de Mogro", el banco de arenas continuo que se prolongaba hasta el cordón dunar en 1956, muestra síntomas de dividirse en dos:

  - uno de gran anchura y adosado a las dunas de Liencres.
  - otro, de menor tamaño, próximo a la margen izquierda y al "Embarcadero de Mogro".

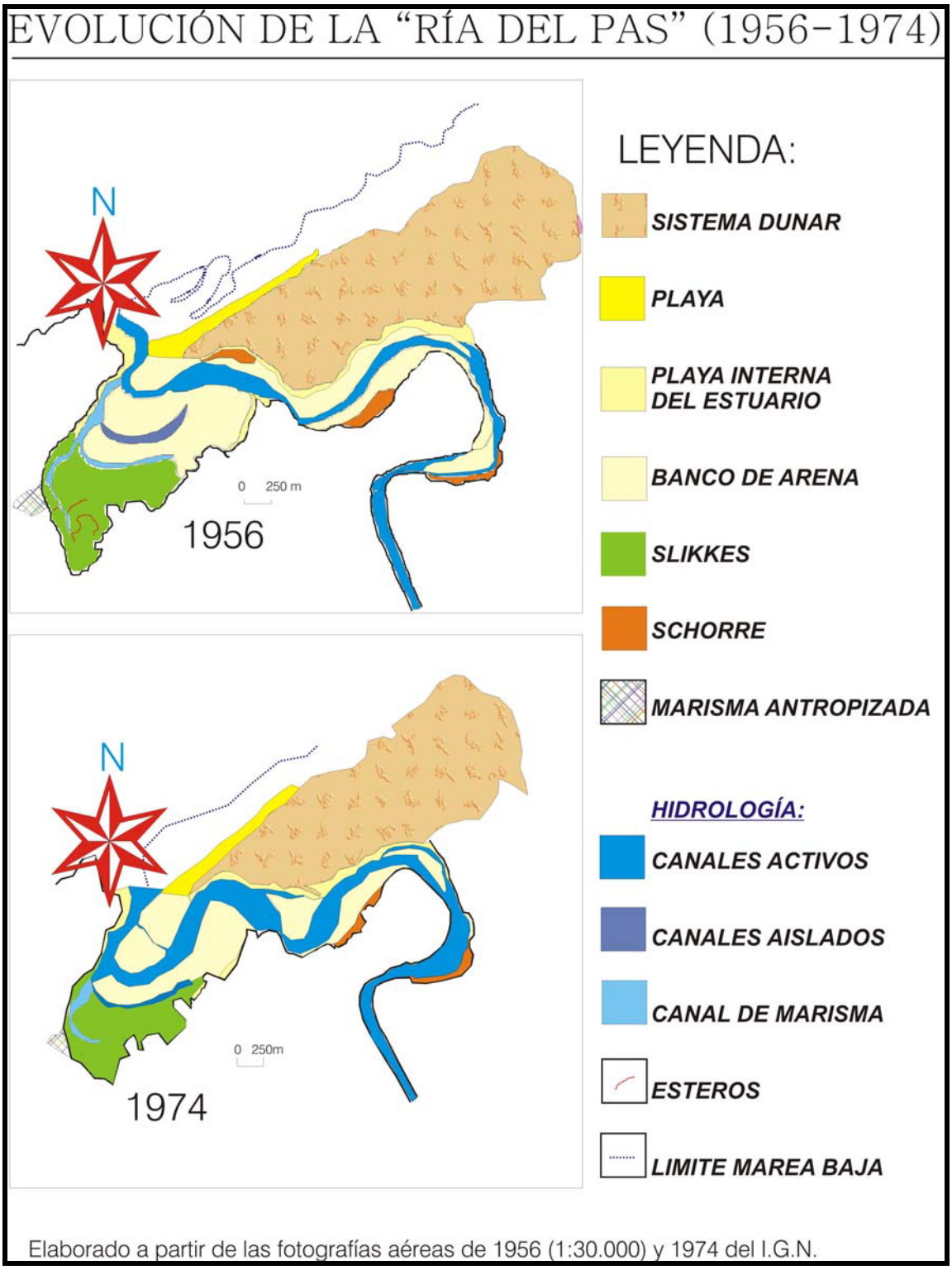


Fig. VI-41.- Evolución del estuario del Pas entre el año 1956 y el año 1974.

- Playas interiores: no se aprecian modificaciones de importancia.

- "*Schorres*" y "*slikkes*": no hay grandes cambios, salvo la disminución de esteros y la desaparición del "*slikke*" anexo al "Puntal" del sistema dunar en la margen derecha.

Posiblemente fuese cubierto por arenas, lo que indica el aumento de la dinámica en este sector cercano al complejo dunar. Es decir, ahora el canal ofrecía una dinámica de mayor energía que en el año 1956. El banco de arenas del "Puntal", que denominaremos a partir de ahora "*arenal del Puntal*", parece haber crecido hacia el SW y en su tramo final se intuyen formas embrionarias dunares. Su posición se encontraba entonces a unos 400 m del punto de referencia "Punta del Águila", así pues había crecido cerca de 30-50 m en un período de 20 años.

- otros: existe ya una clara visualización de los pinos plantados por el I.C.O.N.A. y en el centro del sistema dunar se observa una explotación de las arenas para áridos que afecta a una superficie cercana a los 10.000 m^2 .

6.4.4.3.- El estuario en 1985 (Fig. VI-43):

Se trata de otro vuelo efectuado por el I.G.N. con una escala similar a las anteriores (1:30.000). La calidad de las mismas es buena pero, al igual que en el caso anterior, tiene el inconveniente morfológico de que la marea se hallaba bastante alta durante el tiempo de toma. Ello obliga a deducir la presencia de algunos bancos de arena atendiendo a criterios cromáticos.

Para este período, lo más significativo es:

- Canales: se advierte la ruptura definitiva del "banco de arenas central" (el que iba desde las dunas de Liencres hasta el "Embarcadero de Mogro"), generándose un trenzado de tres brazos. Entonces "la canal" pasaba por el único meandro que estaba abandonado en el año 1974 (el anexo a la marisma de Miengo), lo que implica que su amplitud era mayor y que existía sólo una salida. Sin embargo, dicha sinuosidad parece adosarse a las dunas y adoptar un mayor radio de curvatura.

- Bancos de arena: hay evidencias de estabilidad en el "Puntal" tras la unificación de todos los bancos de esta zona con el conjunto eólico. También se consolidó un único banco de arenas que partía desde la "Playa de Mogro" hacia el "Puntal" y que sólo les separaba "la canal".
- Playas interiores: no hay modificaciones nítidas.

Fig. VI-42.- Arriba: vista de La Playa de Usil o de Mogro en el interior del estuario (Margen izquierda frente a la desembocadura). Abajo: Playa interior del estuario en el Parque Natural de Liencres (margen derecha).

- "*Schorres*" y "*slikkes*": no se aprecian cambios reseñables.

- Sistema dunar: en el mismo se advierte:

- por un lado, un crecimiento considerable hacia el SW de los médanos más próximos al "arenal del Puntal".
- Por otro, se constata la unificación, mediante un apéndice de pocos metros de anchura, de las dunas de la Playa de Liencres y la originada en 1974 en el "arenal del Puntal" (ahora con un considerable tamaño). Además, se aprecia un dique levantado en los últimos años y próximo a la marisma. Éste no constaba en las fotografías aéreas del vuelo anterior.

Esta infraestructura podría ser uno de los responsables de la estabilidad del "Puntal". Sin embargo, la formación del trenzado de los distintos canales que se abrieron en el arenal del estuario fue ocasionada por la inundación de 1983 que asoló las regiones cantábricas y castiga todo el valle del río Pas. Entonces el "Puntal" se colocaba aún más próximo de la "Punta del Águila"; se hallaba a tan solo unos 270 m aproximadamente, gracias a la conexión hacia el SW de las dunas con los viejos bancos de arena de "la canal". Por lo tanto, dicho sistema había crecido cerca de 70 m en once años a costa de los mencionados bancos de arena.

6.4.4.4.- El estuario en 1988 (Fig. VI-43):

La fotografía aérea se realizó para el Gobierno de Cantabria a una escala de 1:18.000; es de buena calidad y fue efectuada a color.

Entre los cambios registrados durante los tres años que separan este vuelo del anterior, se observa especialmente, la consolidación del sistema de unidades morfosedimentarias visibles en 1.985 (Fig. VI-43).

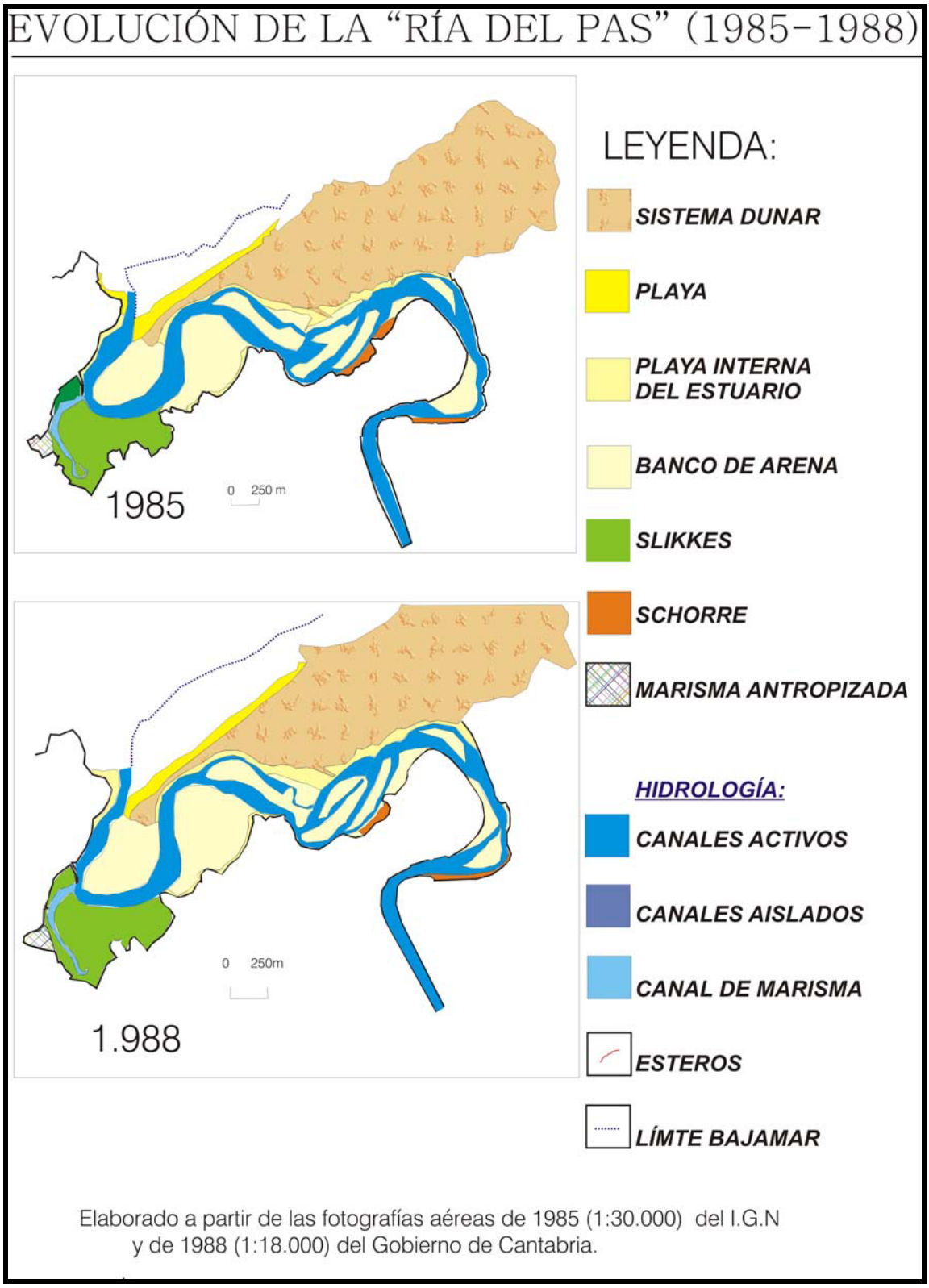


Fig. VI-43.- Evolución del estuario del Pas entre el año 1985 y el año 1988.

- Canales: aquellos que formaban el trenzado del arenal en 1985 entre el "Embarcadero de Mogro" y la marisma de la "Unquera", sufrieron un principio de colmatación, como se aprecia en el canal central. La desembocadura del estuario sigue teniendo un sólo canal en la bocana. Además, el meandro prosigue su aproximación al Puntal del sistema dunar. Esto se apreció ya en 1985 y posiblemente su acción sea más erosiva que acumulativa, como se describirá en el apartado dedicado a la rotura (Capítulo VIII).

- Bancos de arena: no hay diferencias relevantes respecto a 1985.

- Playas interiores: no se advierten cambios notables en la "Playa de Mogro".

- "*Schorres*" y "*slikkes*": no hay apenas modificaciones con respecto a 1985.

- Sistema dunar: experimentó un sensible incremento en dirección SW. Incluso los médanos del puntal habían crecido en altura, llegando a los 7-10 m de altura en algunos casos (A.A.V.V., 1995).

-Finalmente, el "Puntal" de las dunas se encuentra consolidado a 270 m aproximadamente de "Punta del Águila" y las coniferas plantadas en 1949 han crecido notablemente.

6.4.4.5.- El estuario en 1997 (Fig. VI-44):

La fotografía aérea vuelve a pertenecer al I.G.N. y tiene una escala algo menor, 1:40.000, con lo que se pierden matices en la observación de algunos detalles.

En sus fotos se aprecian los efectos de los eventos acontecidos durante la rotura de 1995. Estos desmantelaron cerca de 150 m del sistema duna-playa en aquellos sectores de la ría que habían invadido entre 1974 y 1993. Este fenómeno se analizará en el capítulo VIII.

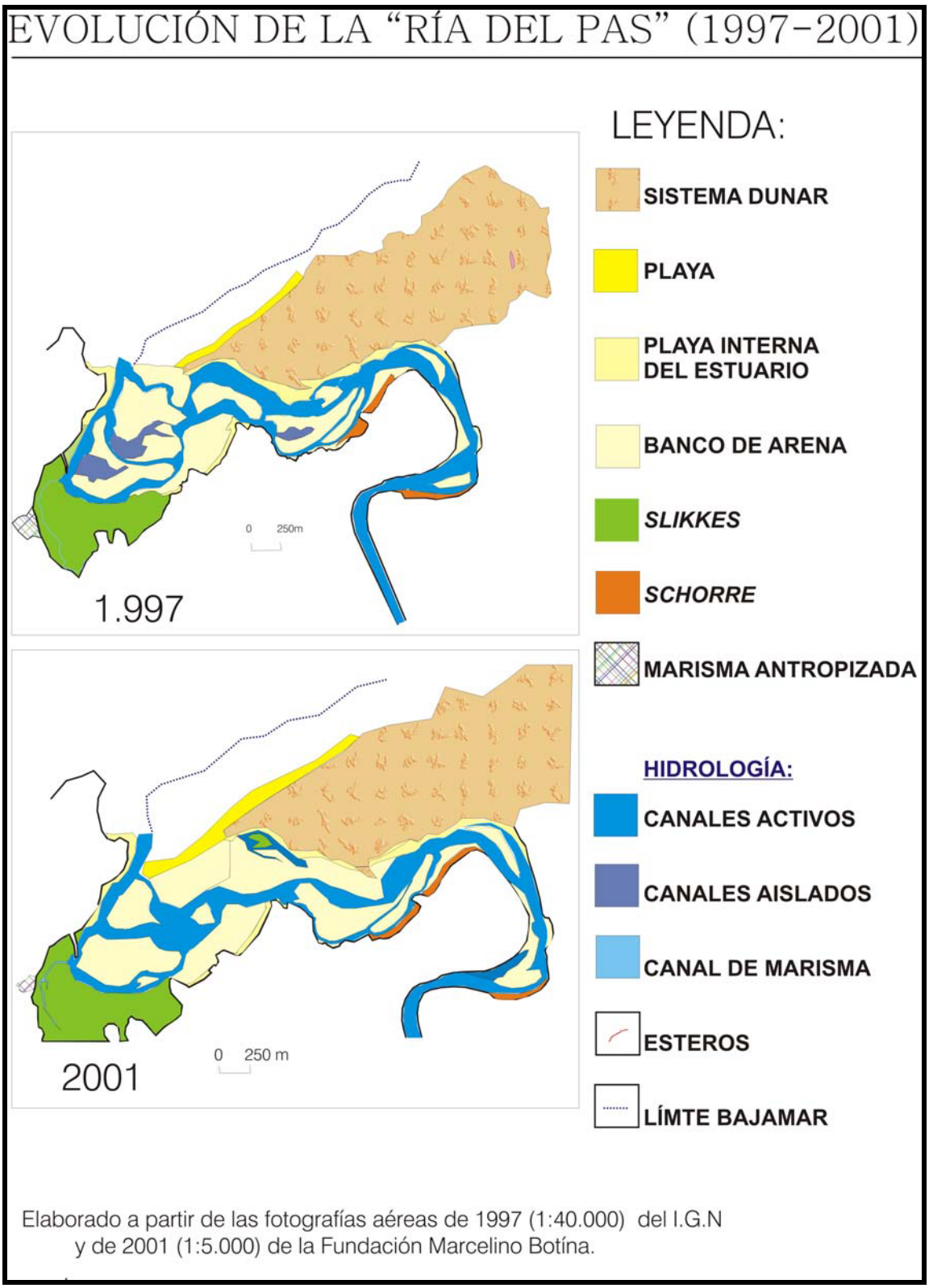


Fig. VI-44.- Evolución del estuario del Pas entre el año 1997 y el año 2001.

- Canales: tras la ruptura del "Puntal", ahora hay varios canales de escasa envergadura en la zona de bocana. También existen distintos tramos sinuosos abandonados entre la "barra" y la marisma de Miengo.

  Hay que advertir, una notoria disminución en el ancho del canal que drenaba la marisma de Miengo. Desgraciadamente, la escala 1:40.000 hace muy difícil poder evaluarla con exactitud.

- Bancos de arena: prácticamente todos, y principalmente los que conformaban el "Puntal" y el banco de arenas adherido a la Playa de Mogro, han sido atravesados por multitud de canales no existiendo ningún arenal consolidado.

- Playas interiores: a pesar de las perturbaciones ocurridas en el estuario no se advierten efectos y cambios de consideración.

- "*Schorres*" y "*slikkes*": de igual modo, la escala tan reducida de estas imágenes y la escasa entidad de estas unidades estuarinas, hace casi imposible establecer las modificaciones registradas por estos conjuntos.

- Sistema dunar: debido a la rotura señalada, su extensión ha disminuido cerca de 200 m en el "Puntal". De igual modo, han desaparecido las dunas generadas entre 1974 y 1994. Ahora, este sector, se encuentra a varios centenares de metros (unos 500 m) de "Punta del Águila" (más lejos que en 1956)

  Finalmente, a partir de este momento, la Demarcación de Costas del Ministerio Medio Ambiente, realizó una replantación en las dunas con el fin de fijar las arenas y estabilizar su morfología.

6.4.4.6.- Situación del estuario en el año 2001 (Fig. VI-44):

Con la finalidad de analizar los factores que confluyeron en la ruptura del sistema dunar de Liencres, se realizó en el año 2001, y con la financiación de la Fundación Marcelino Botín, un vuelo fotográfico. Su calidad es magnífica y su valor geomorfológico se incrementa gracias a su excepcional escala (1:5.000).

- Canales: Entre la marisma de Miengo y la desembocadura existían tres brazos que se unen pocos metros antes de llegar a la "barra". El canal principal, que bordeaba por la margen derecha el sistema dunar, presentaba síntomas de colmatación y había quedado abandonado (Fig. VI-45). Aquel año se emplazaba más hacia el centro del cauce y en las proximidades de la "Playa de Mogro" (margen izquierda). Se constata pues un desplazamiento lateral que se ha trasladado de una margen a otra. El trenzado, existente en las inmediaciones del "Embarcadero de Mogro", ofrecía igualmente trazas de relleno en uno de los canales centrales. Esto pudo ser debido a que las arenas, que conformaban las dunas que se derrumbaron en 1994, han penetrado por el efecto de mareas ascendentes hacia el interior del estuario.

Fig. VI-45.- Vista del canal de la derecha que hemos denominado "abandonado". En su tramo final se encuentra cortado y en proceso de colmatación por los aportes existentes desde el conjunto dunar (Año 2005).

- Bancos de arena: se vuelven a unir algunos bancos de escasa superficie en el sector del "Puntal". El banco de arenas de la "Playa de Mogro" no ha recuperado aún la extensión que tenía en los años 80. El banco de arenas que se trenzó en la avenida de 1983 (zona interna) parece sufrir un proceso de sedimentación y colmatación, desapareciendo, casi totalmente, uno de los canales. Hacia el mes de Abril de 2002 empezaron a desarrollarse algunas dunas "embrionarias" en el sector más sur-occidental adosado a "la Canal".

- Playas interiores: mediante el reconocimiento efectuado en los trabajos de campo, se ha podido apreciar una disminución de la "Playa de Mogro" en su sector septentrional.

- "*Schorres*" y "*slikkes*": se aprecia, en 1956, la presencia de un "*slikke*" colonizado por algas, anexa al "Puntal" del campo dunar, lo que confirma la colmatación en este sector y la desviación del canal que pasaba cerca del "arenal del Puntal" hacia un tramo más septentrional y central. Los "*slikkes*" que estaban antes en algunos parajes, anexos a la antigua marisma de "la Unquera" presentan, ahora, niveles estratificados de arena (confirmado en el reconocimiento de campo), que los fangos se encuentran en una fase de fosilización. En definitiva es la transformación de un ambiente propio de marisma a otro más próximo a las acumulaciones de bancos de arena.

- Sistema dunar: las dunas del "Puntal" siguen menguando. Están más alejadas de la "Punta del Águila" que en 1956 y en 1997. Esta merma no afectaba sólo al "arenal del Puntal" sino a todo el sistema: las dunas que dan a la ría frente a la antigua marisma de "La Unquera" sufrían un continuo zapamiento que afecta hasta el "Puntal" de desembocadura; igual acontecía con las dunas emplazadas frente a la "Unquera" con alturas superiores a los 30 m. Estos procesos serán luego analizados.

6.4.4.7.- Situación del estuario en la actualidad (2007) (Fig. VI-46):

Esta evaluación se ha efectuado a partir de la imagen satélite SPOT que, por su mayor distancia respecto al relieve terrestre, tiene menor calidad que las fotografías

aéreas anteriores. Sin embargo, su uso ha sido de gran utilidad para observar algunos procesos de cierta importancia sin errores de consideración.

Fig. VI-46.- Mapa del Estuario del Pas en el año 2007 a partir de la imagen satélite SPOT (elaboración propia sobre la imagen satélite de Google Earth).

- Canales: Hay que destacar, la total colmatación de los canales existentes en la desembocadura quedando, definitivamente uno sólo como responsable de la evacuación del agua desde el interior del estuario hacia el mar en marea baja. El canal abandonado continúa siendo constatable en las proximidades de la punta del sistema dunar. Por otro lado, en la marisma de Miengo ya se puede advertir la total desaparición del estero que la drenaba en el pasado. También, en el interior del estuario y junto al "campo de Golf", ha desaparecido, de igual modo, el canal que se encontraba abandonado en años anteriores culminando el proceso de colmatación.

- Bancos de arena: al producirse la colmatación de varios canales, todos aquellos bancos de arena emplazados en la desembocadura, en la zona central y en el interior del estuario, han visto aumentadas sus dimensiones de forma significativa. Esto,

demuestra, a su vez, un cierto proceso de estabilidad y sincrónico a una disminución de los desequilibrios originados por las avenidas con carácter transformador el Pas.

- Playas interiores: solo destacar que persiste el proceso erosivo de forma lenta y paulatina de gran parte de ellas.

- "*Schorres*" y "*slikkes*": no se aprecian grandes cambios.

- Sistema dunar: sobre todo, por los análisis de campo más que por lo que se puede apreciar en la imagen, persiste el proceso de degradación de esta flecha litoral y, en particular en el "Puntal".

- Consideraciones sobre la evolución del estuario a través del contraste de imágenes de 1956 a 2007 (**Fig. VI-47**):

- El estuario presenta cambios notables en el tiempo en su dinámica, en su morfología y paisaje. Este rasgo se ve acentuado en las unidades estuarinas más próximas a la desembocadura.

- Durante los últimos 50 años, la salida del estuario ha sido cambiante, produciéndose procesos de roturas de puntal y de sus bancos de arena de forma reiterada (1956, 1974, 1997, 2001) y un momento de cierto equilibrio en los años 80.

- La marisma o "*schorre*" de Miengo ha sufrido una aparente disminución y un proceso de colmatación intenso.

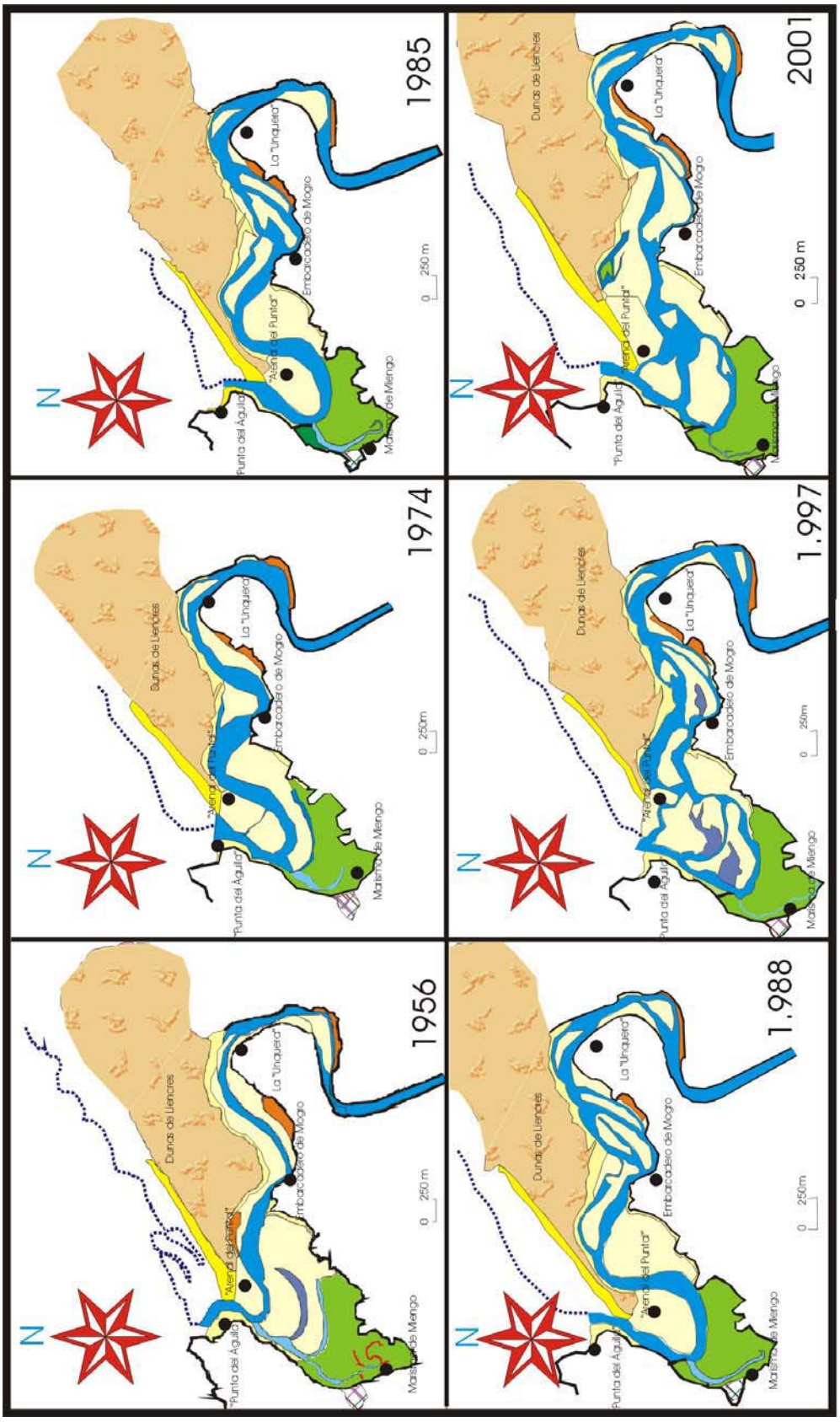


Fig. VI-47.- Evolución del estuario del Pas entre el año 1956 y el año 2001.

- De una situación con un sólo canal en la ría, se ha pasado a un sistema de evacuación trenzado, ocasionado por diversas avenidas fluviales en los últimos 50 años. No obstante, en el momento actual (desde el año 2001 hasta el 2007) parece que se registra un proceso de colmatación de los mismos. Un ejemplo más, que demuestra estas notables variaciones, puede apreciarse en la serie de fotogramas de la Fig. VI-48. En la misma, el extenso banco de arenas que se encuentra en el interior del estuario (llamado "banco de arenas central"), entre el año 2000 y el 2005, sufre la desaparición en superficie de las praderas colonizadas por la especie *Zostera marinae*. Este acontecimiento puede indicar varias posibilidades: por un lado, una importante llegada de aportes arenosos que, producen enterramiento y anoxia a la *zostera* hasta erradicarla (RUBINAT et al., 2002). Y, por otro, pudiera deberse a un cambio en el régimen de la fuerza y energía de las aguas en este sector. Por lo general, la *zostera* se desarrolla en áreas de flujo mareal con aguas someras y soportando los bruscos cambios de salinidad; sin embargo, un incremento en la energía e intensidad de las corrientes puede conseguir que se desprendan del sustrato arenoso (RUBINAT et al., 2002).

- Lo que se ha denominado "la canal", se ha desplazado de una margen a otra según se alternaban distintos acontecimientos: procesos fluvio-mareales y de colmatación de la desembocadura. Es decir, de estar adosada al sistema dunar, parece desplazarse y aproximarse a sectores más orientales próximos a la playa de Mogro.

- En el año 2007, después de 12 años tras la rotura del "Puntal", el proceso de erosión del sistema dunar sigue en progresión. También se aprecia un desmantelamiento de las formaciones dunares emplazadas en su borde meridional y, especialmente, en las áreas de bosque bañadas por la ría. Estos hechos serán analizados con detalle en el capítulo siguiente.

2000-2002

2004

2005

2007

Fig. VI-48.- Variaciones en el banco de arenas del tramo medio del estuario del Pas.

6.5.- HISTORIA DE LOS IMPACTOS ANTRÓPICOS EN EL SISTEMA DUNAR-ESTUARINO DE LIENCRES:

El sistema dunar de Liencres ofrece un balance *"morfogénesis/sedimentación"* claramente desequilibrado donde los procesos de erosión, naturales y antrópicos, alcanzan mayor entidad que los de acumulación de arenas, como se ha apreciado en el apartado anterior los parajes de fragilidad más notoria se localizan tanto en el frente dunar como en las orillas del estuario.

En la actualidad se empiezan a desarrollar investigaciones en España sobre cuáles son los efectos antrópicos que más influyen en los sistemas dunares debido a la franca recesión que en los últimos años, han experimentado aquellos (FLOR, 1997; ROIG et al, 2001 y 2005; CALLEJA et al, 2001; LAHOZ, V, 2001; SÁNCHEZ-ARCILLA et al., 2001; GARCÍA de LOMAS, 2001, entre muchos otros). En el resto de Europa, estos factores son investigados desde hace tiempo (CARTER, 1975; CARTER, 1980; GARES, 1990; PYE, 1990; PASKOFF, 1993 y 1994, entre muchos otros). En ellos, una visión retrospectiva de cómo eran sus arenales y qué impactos ha ejercido el hombre en sus dunas han sido dos exigencias metodológicas imprescindibles.

Los arenales del sistema dunar del Pas han sufrido, como otros muchos del dominio Atlántico (FLOR, 1981; FLOR et al., 1983), múltiples impactos que han afectado, esencialmente, a su morfología y ecosistema e, incluso conllevaron en numerosos casos, su total desaparición. Buen ejemplo a este respecto es el del cercano conjunto de dunas de Cuchía (CENDRERO et al, 1981) en el estuario del Saja-Besaya (ría de "San Martín de la Arena"). Afortunadamente, en Liencres la degradación no alcanzó excesiva relevancia a pesar de determinadas actuaciones como:

- extracciones locales de arenas y eliminación de ciertas especies vegetales colonizadoras de las dunas para su aprovechamiento como combustible, hasta casi mediados del siglo XIX.

- Con posterioridad a aquella fecha, la degradación revistió una mayor entidad y los procesos fueron de contrastado signo: unas, favorecieron la estabilidad de las dunas y consistieron en la plantación de pinos, mientras que otras, fueron de nítido carácter

destructivo, siendo la explotación de las arenas como áridos, el impacto de mayor agresividad.

Este apartado, en definitiva, tiene por objeto revisar por un lado, estos procesos antrópicos y valorar su posible impacto en los procesos naturales de Liencres: dinámica eólica, balance acumulación/erosión del sistema y finalmente, la incidencia en la morfología actual del complejo dunar.

6.5.1- IMPACTOS PRETÉRITOS SOBRE EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES:

Una de las primeras descripciones geográficas de las dunas de Liencres se realizó a mediados del XIX (MADOZ, 1847). En ella, se establecieron sus dimensiones atribuyéndose unas longitudes de 1 y ¾ de legua para su eje norte-sur y de 3 leguas para el de este-oeste. , A la vista de su extensión actual este cálculo parece desproporcionado, ya que si 1 legua equivalía a unos 4,8 km, las dimensiones consideradas eran de 8,4 x 14,4 km. Posiblemente, este incremento pudiera haber sido causado al incluir Madoz como dunares a algunos otros depósitos pleistocenos como las arenas de origen marino, cartografiadas hace años (I.G.M.E., 1976) y situadas al Este del sistema dunar. También se describieron ciertos usos, muy frecuentes en la época, que rompían la fito-estabilización del sistema dunar y que consistían en el arranque y recogida del "barrón" (*Ammophila arenaria)*, que se empleaba como combustible en los hornos de pan de Santander y núcleos próximos.

Antes de aquella fecha, no existen apenas datos sobre los arenales de este paraje que no aparece representado en las cartografías de los siglos XVI-XIX (CNIG, 1996). Sin embargo, los aportes sedimentarios del Pas, tan importantes para la alimentación de arenas en las Dunas de Liencres, se incrementaron ciertamente de forma considerable con las talas y la deforestación desarrollada en las vertientes de su cuenca alta y media (Valle de Toranzo), durante los siglos XVII al XIX. La explotación de la masa forestal desde el siglo XVIII, tenía varías finalidades: abastecimiento de madera para la construcción los navíos para la flota del Estado; garantizar el funcionamiento de la Real Fábrica de Cañones de Liérganes; y para atender las necesidades domésticas y de otras prácticas de los habitantes de la comarca (CASADO SOTO, 1980; SÁNCHEZ

GÓMEZ, 1987; RUIZ DE SALAZAR, 1850). Buen ejemplo de estas actuaciones quedaron reflejados en el manuscrito de Ruiz de Salazar refiriéndose al Valle del Pas-Toranzo:

"...La vegetación es abundante, lozana y robusta; pero por desgracia la antigua fundición de cañones de hierro de la Marina en la Cabada, como a 5 leguas al E. de este valle, las ferrerías que en otro tiempo existieron sobre el indicado río (el Pas); la miseria que ha obligado a los pueblos y muchas particularidades a vender árboles para fabricar casas en Santander y sobre todo, el desgobierno, por no decir criminal abuso que ha procedido la corta de maderas y leña, ha sido la causa de que así, en Toranzo, como en los valles inmediatos vayan desapareciendo aquellos espesos montes y bosques del que no cesan de acordarse los ancianos."

Es posible, que fuera entonces cuando el pequeño puerto que existió hasta el siglo XVIII en la localidad de Puente Arce, se colmatara por los arrastres del río. El Puente Antiguo muestra como con el paso del tiempo se han ido cegando con arenas los arcos por los que antes discurría el agua (Fig. VI-49).

Fig. VI-49.- Arcos cegados en el puente medieval de Puente Arce, en la cola del estuario del Pas.

Otras acciones antrópicas pueden seguirse documentalmente a través de los Proyectos de Desecación realizados en el XIX en algunos parajes del Estuario del Pas, como los llevados a cabo en las marismas de "Mogro" (Fig. VI-50), "Piélagos" y "La Unquera", muy cerca del sistema dunar y que, posiblemente, aprovecharon sus arenas en las labores de saneamiento de los terrenos (FOMENTO, 1890 –1897).

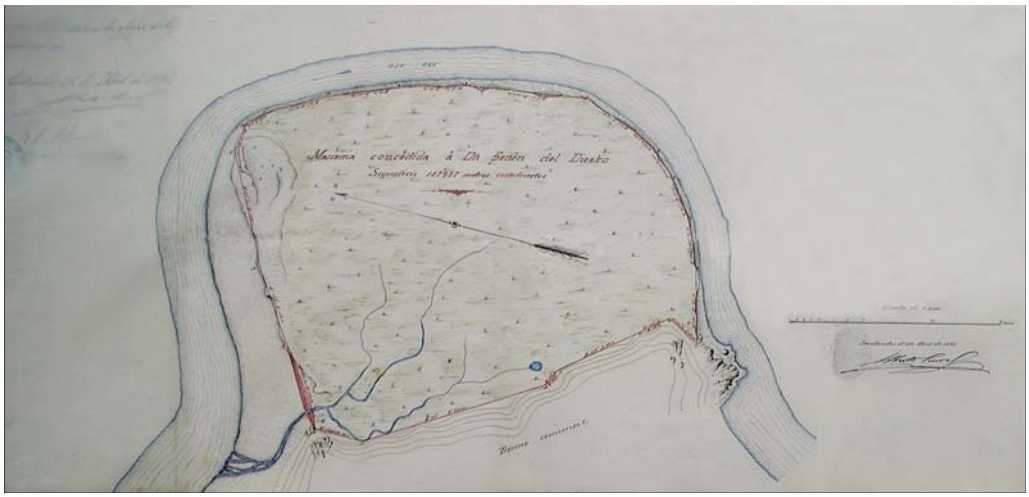


Fig. VI-50.- Plano de la marisma de la Unquera a finales del siglo XIX. Actualmente en su superficie se ha construido un Campo de Golf.

Fue a mediados del siglo XX cuando empezó a valorarse el sistema dunar de Liencres, desde diferentes puntos de vista: primero como un recurso económico, después paisajístico. Así, en 1941, el Ministerio de Agricultura proyecta una repoblación de unas 200 Ha con el objeto de fijar las dunas, que no tendrá efecto hasta 1949. Para ello, se establece un Consorcio tripartito (Dirección General del Patrimonio Forestal del Estado-DGPFE, 1946) entre la Junta Vecinal del pueblo de Liencres, la Diputación Provincial y el Estado. El complejo dunar no era de utilidad pública y sólo pertenecía a la Junta Vecinal. Cuando se efectuó la propuesta de reforestación, el pueblo cedió los terrenos, pero se reservó los derechos de las dunas asegurándose así la percepción del 40% de los beneficios. Los gastos de la repoblación se repartieron entre la Diputación y la Dirección General de Patrimonio Forestal. En los informes técnicos, existen contradicciones sobre el estado original de las dunas, pues en algunos documentos las denominan: *"...dunas fijas, en las que existen zonas donde ha empezado a formarse tierra vegetal (...)"* y en otros, son identificadas como móviles. Sin embargo, la fotografía aérea de 1956 muestra un sistema donde domina la naturaleza móvil de sus médanos, y posiblemente, el carácter "fijo" señalado en algunos informes, se aplique a dunas sólo parcialmente estabilizadas por los recubrimientos herbáceos. El proceso de repoblación duró unos 6-7 años y ofreció bastantes dificultades: la inexistencia de carreteras de acceso al complejo dunar, obligó a la utilización de embarcaciones para transportar los pies de pino y los matorrales para la defensa de la siembra, etc; además, distintos eventos con fuertes vientos arruinaron gran parte de lo

sembrado. Se plantó preferentemente *Pinus pinaster* y en algún sector se dispuso *Pinus radiata*. Para proteger la siembra de la acción eólica se utilizó el siguiente procedimiento con escasos resultados:

"...se formaron setos o cortinas de unos 20 m de longitud colocados a tresbolillo para proteger las siembras y plantaciones de resinosas, medida que ha tenido poco éxito, achacable según el Jefe Regional, principalmente a la mala calidad de la planta empleada." (DGPFE, 1951).

Pocos años después, la fotografía aérea de 1956 (Fig. VI-51.a) muestra que lo repoblado, lógicamente, no había arraigado con suficiencia y no había alcanzado demasiado porte; además en ella, apenas se pueden vislumbrar las trincheras destinadas a limitar los daños que el viento podía causar en las especies recién plantadas. Frente a estas medidas conservadoras se iniciaron, a finales de los años "60", otras de nítido carácter destructivo, como la explotación intensiva de las arenas eólicas como áridos. (Fig. VI-51.b). Así, sólo en el año 1976, se extrajeron cerca de 60.000 m^3 en una superficie de 10.000 m^2.

El paraje más deteriorado se localizó en pleno núcleo del sistema dunar donde algunos médanos, con cimas que destacaban unos 25 m por encima del nivel del mar, fueron abatidas por la explotación y remodeladas en forma de una vaguada todavía visible hoy (Fig. VI-51.c), cuyo fondo apenas rebasa los 10 m de altura. Esta depresión tuvo como primera consecuencia la formación de una nueva duna que se ha denominado como "duna móvil Central", que exigiría a la playa unos 5.000 m^3 (A.A.V.V., 1995). Este déficit, según la FLTQ, pudo afectar con posterioridad a la alimentación de otros sectores dunares cercanos a la desembocadura y con mayor facilidad para ser erosionados. (A.A.V.V., 1995).

La fotografía aérea de 1974, es la primera en mostrar una situación estabilizada de la repoblación de pinar y un crecimiento del mismo. Igualmente se advierte la construcción de ciertas infraestructuras: una carretera y un parking de unos 30.000 m2 (Fig. VI-51.b).

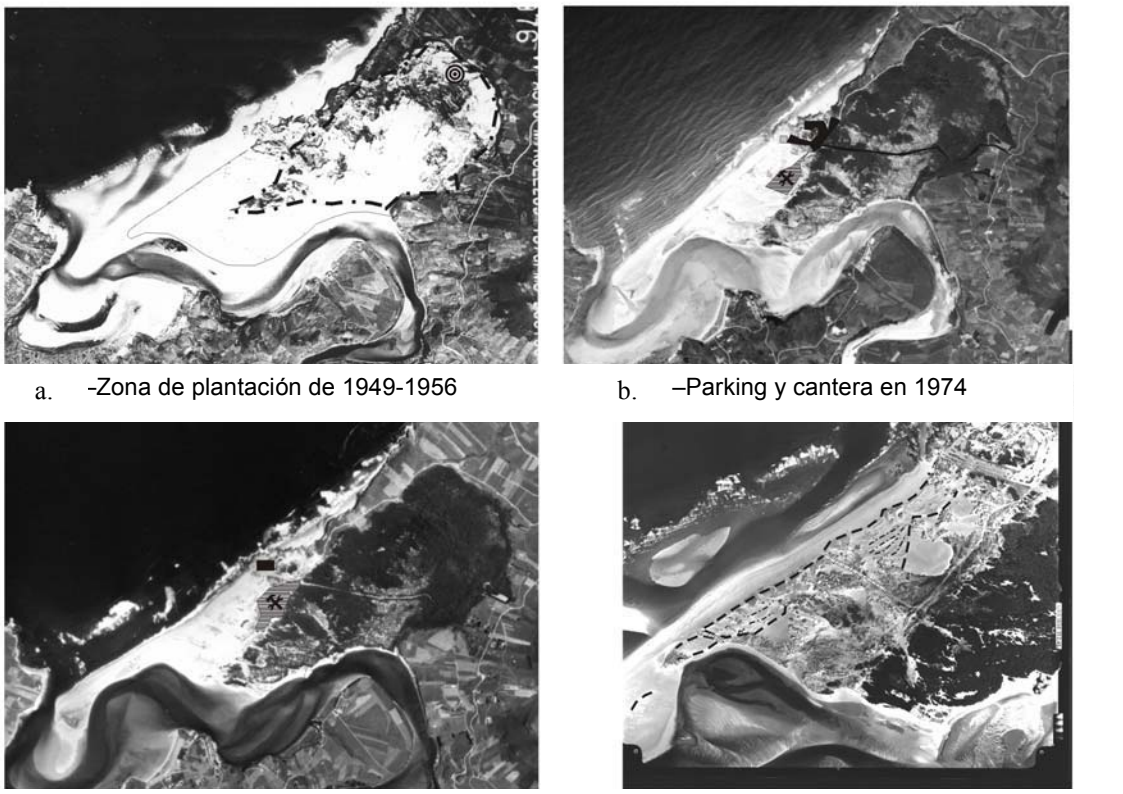


Fig. VI-51- Evolución de las acciones antrópicas en el Sistema dunar de Liencres (1949-1997).

En 1975, el campo dunar de Liencres empezó a ser considerado como un espacio a recuperar, al ser citado en la relación de paisajes sobresalientes y en peligro**,** Elaborado por la unión internacional para la conservación de la naturaleza, en 1979, este paraje fue incluido en el inventario nacional de Puntos de Interés Geológico (P.I.G.) del I.G.M.E**.** En 1980, la Diputación de Cantabria pidió un informe sobre Liencres al Departamento de Geología de la Universidad de esta comunidad. En él, se recomendaba el cese de la *"saca"* de arenas y, se advertía la existencia de un deterioro severo del sistema dunar, ya que la vaguada funcionaba como vertedero (A.A.V.V., 1980). Además, en esta época hay que hacer constar como otro elemento negativo, la instalación de "restaurantes" y de "chiringuitos", a escasos metros de la orilla del mar que vertían sus residuos directamente a la playa, incrementando el descontrol ambiental del momento (Fig. VI-51.c).

En 1986, el sistema dunar de Liencres fue declarado Parque Natural por parte del Gobierno de Cantabria y con ello comenzaron a adoptarse las primeras medidas de gestión. Si bien no fueron muchas, por lo menos se puso fin a la extracción indiscriminada de arenas.

La rotura de 1995, motivó la realización de un Plan de Emergencia por parte del Ministerio de Obras Públicas, a través del Departamento de Costas y con una inversión superior a los 90 millones (A.A.V.V., 1996). Se plantaron *"Gramma marina" y "Ammophyla arenaria"* para proteger las dunas y se efectuaron distintas infraestructuras (vallados, pasarelas, etc.), destinadas a crear una zona de protección en torno a las mismas (Fig. VI-51.d).

6.5.2.- EFECTOS POTENCIALES DE LA REGRESIÓN DUNAR VINCULADOS A LAS ACTIVIDADES HUMANAS.

Las actividades e infraestructuras antrópicas que pueden afectar a los sistemas dunares, y entre ellos al de Liencres, son diversas (más adelante, en el Capítulo VIII, se tratarán con mayor detalle):

De forma directa en los arenales dunares:

1.- La construcción de edificaciones, carreteras, basureros etc.

2.- La erosión causada por el acceso de vehículos o de un número elevado de personas a las zonas susceptibles de generación de dunas, con la consiguiente compactación de la arena y la eliminación de una vegetación potencial, apta para la captación de sedimentos arenosos.

3.- La construcción de diques en la playa que la aíslen y rompan su continuidad con el sistema dunar, evitando el traspaso de sedimentos de una a otra unidad morfológica.

4.- La implantación de canteras para la extracción de áridos.

5.- Los trabajos y labores de limpieza de las playas, durante la época estival con vehículos más o menos pesados que se han efectuado en los últimos años y con unos inconvenientes muy a tener en cuenta (ROIG et al., 2001 y 2005)- Fig. VI-52.

De forma indirecta:

1.- La construcción de diques, escolleras, espigones y puertos que capten y retengan los sedimentos transportados por la corriente litoral, susceptibles de alimentar las playas con dunas más o menos cercanas.

2.- La construcción de infraestructuras en los valles que ralenticen o impidan la movilidad de los sedimentos aluviales, suministradores habituales de arena al litoral: presas, azudes y canalizaciones.

En el caso de Liencres, como se ha dicho, los factores de **degradación** han sido varios. La actividad de la cantera en los años setenta fue el máximo agente agresor; en los ochenta las distintas edificaciones destinadas a atender las necesidades turísticas (parking, bares, etc.); en los noventa, por un lado, el uso de tractores y maquinaria pesada para la limpieza de las playas y por otro, el papel realizado por el pinar, ha podido afectar a la vegetación fijadora de dunas y provocado un incremento en la compactación de la arena; el aumento progresivo del número de visitantes en los períodos estivales también puede ser responsable, del modo similar a lo explicado con la maquinaria pesada, debido a que, además, no existe un respeto al vallado en las zonas protegidas.

Fig. VI-52.-Huellas de los tractores que efectúan la limpieza en la Playa de Liencres.

6.5.3.- LAS MEDIDAS CORRECTORAS Y DE CONSERVACIÓN.

La primera medida que se tomó fue la mencionada **repoblación a** mediados del siglo pasado. Si bien, no cabe duda, de que contribuyó con éxito a conservar mejor las dunas al fitoestabilizarlas, potencialmente paraliza el ciclo eólico original playa-duna-estuario. Otros aspectos a señalar de esta repoblación deben hacer referencia a que, después de 50 años, la vegetación no ha sobrepasado el perímetro septentrional originario: el bosque sólo ha crecido hacia el interior del sistema dunar. Incluso, se han detectado ciertos parajes, muy expuestos a los vientos del NE, donde el pinar ha retrocedido debido a la alta salinidad que aportan los vientos de dicha componente (Fig. VI-53).

Fig. VI-53.- El sector del bosque expuesto a los vientos fríos del NE ha experimentado un fuerte retroceso por la acción del salitre.

La segunda intervención reviste, también, una cierta importancia y corresponde a la efectuada por la Dirección de Costas después de la rotura de 1995. Se ha mencionado como se realizó y planteó un Plan de Intervención. Las infraestructuras, destinadas en 1996-1997 a evitar la acción del pisoteo y favorecer la regeneración de las dunas, se encuentran hoy en un lamentable estado o han sido totalmente descalzadas (sobre todo, las más cercanas al estuario o sobre las dunas móviles). En parte, esta situación se debe a no haberse realizado los trabajos de modo adecuado: los vallados están implantados a una mínima profundidad (25 cm. en algunos tramos)-(Fig. VI-54) y no a la prevista en el proyecto original (1,5 m).

Fig. VI-54- Vallados caídos en el interior del complejo dunar.

También las pasarelas de madera ofrecen un estado de deterioro acentuado o están siendo cubiertas por las dunas móviles (Fig. VI-55). Esto puede ser un peligro para los visitantes que transitan por ellas, puesto que son quebradizas y han quedado clavos al descubierto. Sería aconsejable, si no se arreglan y mantienen de forma continuada, retirarlas o impedir el acceso a las mismas.

Fig. VI-55.- Aspecto desatendido de las pasarelas debido a la falta de mantenimiento de las mismas.

Finalmente, los parajes, donde se instalaron los semilleros de "barrón" y de "grama" en los sectores anexos al tramo perteneciente al "Puntal" (y por lo tanto más susceptibles para ser recuperados), han sido aniquilados en su mayoría (Fig. VI-56 y VI-57). La causa: su emplazamiento en lugares donde el viento sopla con notable velocidad y el oleaje rompe con facilidad durante las tormentas.

Los beneficios derivados, pues, de aquella inversión de más de 90 millones de pesetas (A.A.V.V., 1996) no han tenido el resultado que se esperaba. Con todo ello, no se quiere decir, que no haya existido un buen intento de recuperación del sistema dunar de Liencres. En efecto, este tipo de infraestructuras, implantadas para fomentar la conservación de las dunas, ha sido de aplicación común en varias playas de España y de Europa. No obstante, en los últimos tiempos se está advirtiendo que no siempre produce buenos resultados, sobre todo sí no se garantiza su posterior mantenimiento (SÁNCHEZ-ARCILLA et al., 2001).

Fig. VI-56- Vista del "Puntal el 4 de Abril de 1999. Al fondo se vislumbran los captadores implantados para la recuperación de este sector.

Fig. VI-57-. Vista del "Puntal" en el 10 de Abril de 2000, se puede apreciar como ha disminuido sensiblemente el sistema dunar y los captadores para su recuperación han desaparecido totalmente por la acción del oleaje.

La **tercera intervención** corresponde al Gobierno de Cantabria, a través de la Consejería de Ganadería, Agricultura y Pesca (Dirección General de Montes y Conservación de la Naturaleza). Entre los años 2001 y 2002 se han efectuado labores correctoras en las dunas y orillas de la margen de la Ría de Mogro.

Éstas consistieron en la implantación de numerosas estacas para frenar la erosión; sin embargo, su eficacia es, al menos, dudosa. Es posible que su papel haya sido más perjudicial que correctivo, dada su escasa protección y al pisoteo derivado del trabajo de las cuadrillas sobre las dunas de mayor pendiente (Ver VI-58).

Fig. VI-58- Dunas con difícil acceso y que experimentan retroceso y socavación en su base por parte de la ría. Se aprecian las estacas implantadas con la intención de frenar el deterioro que hasta el presente no ha tenido mucho éxito.

Por lo tanto, a pesar de los intentos encomiables de recuperación de las dunas de Liencres apadrinadas por la Dirección de Costas y del Gobierno de Cantabria, hay que decir que desafortunadamente las medidas adoptadas no han tenido mucho éxito. Sin embargo, han servido para comprender la complejidad de los procesos que se suceden en el sistema dunar y fuerzan a buscar otras soluciones.

CAPÍTULO VII:

EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: DUNAS Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE SUS ARENALES.

7.1.- ASPECTOS METODOLÓGICOS:

En el primer reconocimiento de campo realizado en Liencres, en el año 2000, se observó cómo, por aquel tiempo, se encontraba en franco retroceso. Mostraba evidentes signos de erosión en su puntal ("*spit*") fruto de un evento que se examinará con posterioridad. Además, nuevos sectores degradados, localizados en un amplio sector dunar bañado por el estuario, se habían configurado y eran perceptibles a partir de la existencia de importantes cicatrices erosivas y deslizamientos de masas arenosas en volúmenes bastante considerables. Pero junto a estas acciones desmanteladoras, también había que destacar que la dinámica eólica en Liencres era muy eficaz. A partir del estudio de la fotografía aérea y del trabajo de campo, se ha podido constatar en algunas zonas, una movilidad realmente extraordinaria de algunas dunas. El estudio de su morfología, su dinámica y su componente esencial, las arenas, serán el objeto del análisis principal de este capítulo.

Para el conocimiento preciso de los sistemas dunares, existen en la actualidad, multitud de herramientas distintas que han demostrado su eficacia y utilidad tanto para su análisis a distintas escalas espaciales como temporales. Entre ellas, la fotografía aérea y la topografía son quizás las de mayor uso. Pero, con el tiempo, nuevos procedimientos metodológicos se han incorporado a su estudio. Entre ellos, técnicas como el GPS, las imágenes satélite LANDSAT o de otro tipo, el uso del LIDAR- Light Detection and Ranking-, los Modelos Digitales del Terreno, la incorporación de los conjuntos dunares a los sistemas de Información Geográfica, su fotogrametría para el cálculo de volúmenes, el incipiente uso del GPR (que ha sido empleado con éxito tanto para el estudio de los procesos evolutivos dunares como para la detección de incidencias anómalas en el subsuelo arenoso - como la contaminación -) o, incluso, el uso de videocámaras complejas como el sistema ARGUS, de gran utilidad para la gestión costera y donde se pueden medir al instante todo tipo de parámetros geomorfológicos costeros y dinámicos: oleaje, movimiento de barras submarinas, cambios en el perfil de

playa, etc. (KIDSON et al., 1989; JOL et al., 1996; BROWN y ARBOGAST, 1999; ALCANTARA-CARRIÓ y ALONSO, 2000; ARGUS, 2001; ANDREWS et al., 2002; WOOLARD y COLBY, 2002; OJEDA et al., 1989; BAILEY y BRISTOW,2004; BRISTOW y PUCILLO, 2004; TSOAR et al., 2004; MARÍN et al., 2005; HUGENHOLTZ y WOLFE, 2005; CROUS y PINTÓ, 2005; OJEDA et al., 2005 y 2005b; PARDO-PASCUAL et al., 2005; ANTHONY et al., 2006; SCHATZ y HERRMANN, 2006; MCLEAN y SHEN, 2006; WILKINS y FORD, 2007; HERNÁNDEZ et al., 2007).

Incluso, en el caso de las imágenes satélite, se ha podido obtener no sólo datos geomorfológicos, sino también mineralógicos (HOWARI, 2007). Estas sofisticadas técnicas resultan de gran interés para otras ciencias como la Geología Planetaria. En efecto, desde el descubrimiento de morfologías de origen eólico en Marte, se han empleado algunas de las herramientas antes mencionadas y se han diseñado a su vez nuevas que pueden ser muy útiles para el análisis de las costas y playas en el futuro (BOURKE et al., 2006). De este modo, las dunas de Marte son analizadas a partir del empleo de la estereografía convencional (1), el seguimiento de las pendientes de sotavento (*slip face lengh*) (2), perfiles de "fotoclinometría" (3) y el denominado Mars Orbiter Laser Altimeter (M.O.L.A).

Para el seguimiento del Sistema Dunar de Liencres he incorporado algunas de estas metodologías junto a otras cuyo empleo es aún reciente y que abarcan un abanico muy amplio desde las más simples hasta ciertas de mayor complejidad. Señalar que, estas últimas, de coste elevado, se pudieron utilizar gracias al apoyo de una serie de organismos públicos y privados, interesados en esta investigación y que cedieron parte de su instrumentación y recursos. Mi agradecimiento más profundo a todos ellos.

Entre ellas he aplicado:

1) El contraste de **fotografía aérea** de distintos años: fotografía aérea de 1956-vuelo americano; de 1974 del IGN; de 1986 del IGN; de 1988 de la Consejería de Medio Ambiente de Cantabria; de 1996 del IGN; de un vuelo financiado por la Fundación Marcelino Botín para esta investigación de 2001; y, finalmente, la ortofoto del SIGPAC del año 2002 de libre acceso en Internet.

2) El uso de una técnica pionera en España para el estudio de las dunas denominada **"fotografía objeto cercano"** a partir de la cual se pueden realizar seguimientos fotogramétricos (gracias a la ayuda prestada por el profesor José Juan de San José de la Universidad de Cáceres).

3) El **análisis de cartografías** de distintos años (1967, de la Diputación de Santander; 1996, de la Fundación Leopoldo Torres Quevedo);

4) Empleo de GPS "*diferencial*" con precisión centimétrica y técnicas de topografía, gracias a la colaboración de la empresa AT-DIGITALES y más concretamente del geógrafo Luís Fermín Turiel.

5) Empleo de medidores digitales de láser y de ultrasonidos así como de GPS convencionales.

Por ultimo, debo aclarar que no es objetivo de esta Tesis el realizar una estimación de transporte eólico para Liencres. Los motivos son varios: inicialmente se creyó oportuno aplicar la metodología creada por Pedreros (2001) basada en análisis de campo a partir de los datos ofrecidos por "*trampas de sedimentos eólicas*" y estaciones meteorológicas dispuestas en cuadrantes muy próximos en varias playas de la costa de las Landas en Francia. La confianza de utilizar técnicas de campo para luego establecer un balance numérico, en vez de usar las fórmulas comunes creadas por autores clásicos como Bagnold (1941) a partir de "*túneles de viento*" en laboratorio, venía dada por la demostración de la falta de fiabilidad que aquellas tenían. En efecto, dicho autor y el Instituto Oceanográfico de Burdeos detectaron la existencia de grandes diferencias entre los modelos creados y lo que ocurría en la realidad. Algunas de las formulas de laboratorio tenían errores por encima del 50%. Por otro lado, las críticas a los modelos numéricos obtenidos en laboratorio, han aumentado recientemente. Baas y Sherman (2006) han llegado a estimar valores similares de error en los mismos en torno a un 30%. Además, otra de las conclusiones de Pedreros (2001) era destacar la singularidad y la importancia de los factores locales. Cada playa estudiada en detalle terminaba por presentar una formulación distinta, a pesar de las muchas similitudes geomorfológicas, de dinámica costera, etc. que ofrecían "*a priori*". Desafortunadamente, en el intento de realizar un seguimiento similar en Liencres se vio truncado por la falta de medios económicos necesarios así como por acciones vandálicas que supusieron el destrozo de

una red de trampas de sedimentos que se instalaron en Liencres y que desaparecieron en pocas semanas.

7.2.- ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES:

7.2.1.- BREVE INTRODUCCIÓN DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA:

El seguimiento y estudio de las dunas desde que a, mediados de los años "50", Bagnold (1954) escribiera uno de los primeros manuales sobre el funcionamiento y tipologías de dunas en el desierto, ha sido muy prolífico en los últimos años. En especial, sobre este tipo de morfologías eólicas ha existido un gran interés (BAGNOLD, 1954 y 1974; COOCK et al., 1993; LANCASTER, 1995; KOCUREK y LANCASTER, 1999; WIGGS, 2001; ROGERS y NASH, 2003) derivado de la gran variedad de formas que suelen presentar los conjuntos dunares y la vasta superficie que cubren en las distintas regiones del planeta. La atención las dunas costeras ha llegado quizás algo más tarde pero hoy son objeto de una mayor atención y han cobrado un protagonismo científico muy notorio debido a su importancia y riqueza (NORDSTROM et al., 1990; CARTER et al., 1990).

Más concretamente, las morfologías y tipologías de dunas han sido investigadas principalmente en el litoral Cantábrico por FLOR (1980, 1981, 1983, 1986 y 1992). Aquí, este autor ha diferenciado, dunas de diversa índole y una gran variedad de tipos: *barjanas*, *dunas longitudinales* y *transversales*, *dunas eco*, *parabólicas*, etc. Sin embargo, quizás las mejor estudiadas y las que despiertan un mayor interés científico son las primeras: las barjanas. Por ello, se ha buscado comprender que comportamientos eólicos convergen en las mismas a distintas escalas y teniendo en cuenta todos los componentes que intervienen en su formación y/o erosión, y desplazamiento: condiciones de climáticas y meteorológicas –sobre todo el viento y la lluvia- (a una escala temporal corta), tamaño de grano, humedad del suelo, pendiente de la duna a sotavento y barlovento, anchura de la berma, etc. (CARTER et al. 1990; HESP, 1990 y THOM; SEHATA ET AL., 1992; LANCASTER et al., 1996; SAUERMANN et al, 2003).

7.2.1.1.- Agentes que intervienen en la génesis de los sistemas dunares:

Son varios los agentes que construyen las formaciones dunares y, además, son dependientes entre sí. Destacaremos los siguientes:

a) Las dunas son formaciones arenosas que responden a la yuxtaposición de diferentes agentes dinámicos naturales (FLOR, 1997; FLOR, 1992; PEDREROS, 2001):

a.1.- Primero, tienen que coincidir en un punto las **condiciones litorales** para que se produzca una acumulación de arenas suficiente capaz de generar tanto una playa, como un cordón dunar. Estas condiciones exigen necesariamente una disminución de la energía que transporta los granos de arena desde sectores más o menos alejados. Aquellas condiciones pueden vincularse a corrientes litorales de diversa índole. Sí estamos en un estuario, a la suma de los aportes de origen litoral hay que añadirles los procedentes del arrastre fluvial que, por lo general, al chocar con los flujos penetrantes de la onda de marea, facilitan la deposición de las arenas transportadas por el río en los sectores próximos a la desembocadura (caso de Liencres). De hecho, estudios recientes han demostrado cómo cantidades importantes de esta fracción procedentes de las llanuras arenosas intermareales, se disponían en un breve espacio de tiempo sobre las crestas de los cordones dunares, siempre en situaciones coincidiendo con buen drenaje y con parajes donde el efecto transportador del viento fuera efectivo (AAGAARD, et al., 2004).

a.2.- La presencia de una "berma" y "anteplaya" con suficiente amplitud para que el viento pueda desecar y, posteriormente, transportar el sedimento al sector en el que se generan las primeras dunas *"embrionarias"*. Los trabajos de Short y Hesp (1982) y de Hesp (1999) estiman que la anchura de la berma es un factor muy importante y debe tener una dimensión mínima. Mclean y Shen (2006) han fijado una amplitud aproximada entre 30 y 60 m para que se pueda producir un transporte eólico adecuado para la formación del cordón dunar. Además, estos mismos autores, después de 30 años de monitorizar varias playas de Australia afectadas por la erosión y en proceso de recuperación, han llegado a la conclusión que además de la espaciosidad de la playa, juegan un papel primordial la altura y el nivel base que tiene respecto al

cordón dunar, así como la existencia de perfiles donde las características de la arena sean poco adecuadas para un susceptible transporte por el viento.

a.3.- Condiciones climáticas y fitoestabilizadoras: por un lado, el papel del viento cobra una gran importancia. Su carácter dinámico bipolar, erosivo o constructor de dunas, depende tanto de su frecuencia, como de la velocidad, dominancia y ángulo con el que incide sobre los conjuntos arenosos (BAGNOLD, 1941 y 1954; CARTER et al., 1990; NORDSTROM et al., 1990; HESP y THOM, 1990; BINDERUP, 1997; PEDREROS, 2001; ANDREWS et al., 2002; BAUER et al., 2003; LAHOUSSE y PIERRE, 2003; SAUERMAN et al., 2003; COOPER et al., 2004; VANCE et al., 2005; ANTHONY et al., 2006; WILKINS y FORD, 2007). También de las características propias y rugosidad de las morfologías con las que tropieza: topografía, tamaño de grano, humedad de la arena, presencia o no de cubierta vegetal, etc. (BAGNOLD, 1941 y 1954; HELLEMAA, 1998; PEDREROS, 2001; BAUER et al., 2003; VANCE et al., 2005; HUGENHOLTZ and WOLFE, 2005; BAAS y SHERMAN, 2006; WALKER et al., 2006; HESSE y SIMPSON, 2006). Bagnold, en 1941, ya establecía que los flujos de vientos dominantes debían alcanzar velocidades medias anuales entorno a los 14-20 km/h. A partir de las mismas, el transporte eólico se hacía efectivo desde los bajos mareales (BAGNOLD, 1941).

Otro aspecto a tener en cuenta en el funcionamiento dunar es su emplazamiento respecto a unas condiciones climáticas dominantes y las posibles variaciones o anomalías que éstas puedan ofrecer con el paso del tiempo: bien sean climas áridos, bien sean de características húmedas (FORMAN et al., 2001; WILKINS y FORD, 2007). En efecto, las migraciones dunares dependen en muchos casos de localismos. Por ello establecer comparaciones entre los procesos eólicos en un ámbito continental respecto a los de carácter oceánico, es realmente delicado. Por lo general, son muchos los trabajos en los que se confirma que la génesis dunar, y su posible movilización posterior, tiende a ser más habitual en los climas áridos ya, que la falta de humedad implica una carencia de cubierta vegetal que impide la fitoestabilización y, por lo tanto, se favorece la progresión horizontal de las dunas (MARÍN et al., 2005; VANCE et al., 2005). Sin embargo, las dunas

costeras expuestas al océano y con una mayor exposición a fenómenos tormentosos, facilitan bajo estas condiciones el transporte eólico y no tanto, en condiciones de mayor aridez. Se ha podido observar una mayor movilización de las dunas (aunque estas se encuentren con un cierto grado de fitoestabilización), gracias a los fuertes vientos acompañantes de los fenómenos tormentosos costeros y, por lo tanto, un mayor transporte de arena desde la berma y llanuras intermareales a los cordones dunares (ANDREWS et al., 2002; HESSE y SIMPSON, 2006). Eso sí, siempre que el oleaje incidente no ataque estos espacios suministradores de arena. También, hay que destacar casos, como el de las dunas continentales de Manitoba (Canadá), donde su progresión ha disminuido a pesar de incrementarse las condiciones de aridez ya, que han venido acompañadas de una disminución en la intensidad y velocidad del viento y, por lo tanto, de la capacidad de transporte eólico (HUGENHOLTZ and WOLFE, 2005).

a.4.- No hay que olvidar también, el importantísimo papel que desempeñan los captadores naturales vivos (vegetación) o inertes (piedras, ramas, etc.) que atrapan el sedimento por el efecto de frenado del flujo eólico: para que se desarrolle un complejo dunar tienen que existir previamente estos elementos (BAGNOLD, 1941 y 1954; ASH y WASSON, 1983; HELLEMAA, 1998; PEDREROS, 2001; BAUER et ali., 2003; VANCE et al., 2005; HUGENHOLTZ and WOLFE, 2005; BAAS y SHERMAN, 2006; WALKER et al., 2006; HESSE y SIMPSON, 2006).

a.5.- Y finalmente, para una mayor pervivencia en el tiempo, que el sustrato sobre el que se instale el sistema dunar tenga una cierta estabilidad.

7.2.1.2.- La génesis de un complejo dunar:

El viento transporta las partículas arenosas por suspensión, saltación o reptación y las abandona con facilidad si encuentra un obstáculo o captador. Comienza así una primera fase de acumulación que conlleva la formación de duna con altura centimétrica-decimétrica denominada "*duna embrionaria*". Esta incipiente morfología, a la que también se la denomina "*primaria*", conforme va aumentando progresivamente su tamaño, incrementará su capacidad de retener las partículas movidas por el viento. Estas

serán las primeras en generar, en la línea de playa, el denominado "*cordón dunar*". En aquellos sectores donde, con el paso del tiempo, la vegetación no proteja los arenales, las dunas realizarán un avance (debido al aporte continuo de granos de arena) según la dirección de los vientos dominantes. A estas dunas, se las llama "*móviles*" y se desplazarán hasta que sean fijadas por la vegetación.

Sí por el contrario, la vegetación desde un principio llega a colonizar las arenas, se formará una duna fija. Según el grado de colonización vegetal y su extensión, desarrollarán primero, una "*secundaria*", y posteriormente, una "*duna gris*" que implica una alta fitoestabilización de la misma (PEDREROS, 2001).

7.2.1.3.- Las Morfologías dunares:

La forma de las dunas responde, en gran medida, a parámetros relacionados con la dirección de los vientos predominantes y al sustrato sobre el que se desplazan sus arenas (SARRE, 1987). Las dunas suelen adoptar diversas geometrías en planta predominando aquellas de tipo "*longitudinal*" o del tipo "*transversal*" a la dirección del viento:

a) Las primeras, o dunas "*longitudinales*" tienen formas de "*lengua*" (*"Lingüiformes" o "tongue-like dune"*) o *"parabólicas"* con un eje mayor que indica la zona de avance predominante. Éstas suelen responder a vientos más bien fuertes y con un importante carácter transgresivo hacia el interior del complejo dunar (FLOR, 1997). Fueron definidas por Flor como:

   "lenguas complejas de perfil convexo que tienen una forma elíptica alargada en planta, cuyo eje mayor está orientado en la dirección del viento y cuyo crecimiento se produce desde posiciones cercanas a la playa hacia el interior del campo eólico" (FLOR, 1983; FLOR, 1986 y FLOR, 1998).

b) Las segundas o dunas "*transversales*", tienen un desplazamiento perpendicular a la dirección del viento, progresando y creciendo por los dos extremos del eje. Esta tipología, en principio, suele ser frecuente en arenas con vientos no muy fuertes. Dentro de las dunas transversales, pueden generarse diferentes formas

que dependerán, en muchos casos, de su situación respecto de la playa. Hay una gran variedad de tipos, pero sobre todas destacan:

i. Las *"tabulares"*, con una extensión variada y de contornos bastante aplanados;
ii. *"piramidales"* y en *"estrella"*, con una fuerte pendiente y con alturas que pueden alcanzar rango métrico o decamétrico, respondiendo su morfología a la acción de vientos de variada dirección (FLOR, 1992 y 1997) o, también, a causa de taludes modelados por la acción del oleaje (PEDREROS, 2001). Al tener notable altura y fuertes pendientes, este tipo de dunas es muy susceptibles a los fenómenos erosivos de desmantelamiento en sus flancos.

También, hay que señalar que en cualquier sistema dunar suelen existir cubetas de deflación o "*blowouts*". Se trata de depresiones en las que se produce el transporte de sedimentos y, por lo tanto, dejan morfologías depresivas siendo una de las formas erosivas más comunes en los complejos arenosos.

En playas adosadas al pie de antiguos acantilados o de relieves más o menos abruptos batidos por enérgicos vientos, se pueden desarrollar las denominadas "*dunas trepadoras*" (*"climbing dunes"*) donde las arenas ascienden por la pendiente hasta que ésta se lo permita. Por lo tanto, es un tipo de duna poco frecuente en costas llanas y más propias de parajes relativamente acantilados. En otros casos, existen vestigios dunares del pasado que han sido levantados o aislados de las proximidades del actual nivel del mar. Al emplazarse a "techo" de los acantilados, se les denomina "*dunas colgadas*".

Todavía, se podrían describir multitud de formas en los sistemas eólicos, tanto desérticos como litorales, modelados en función de las distintas condiciones de carácter local que puedan influir (fuerte variabilidad de los vientos, humedad, vegetación, etc.). Este es el caso de las "*barjanas*" que se pueden conformar en ambos medios. Sin embargo, con los modelos básicos establecidos hasta ahora damos por concluido este aparatado.

7.2.1.4.- El papel de los sistemas dunares en las áreas costeras: La acción defensiva de Liencres.

Los sistemas dunares no son meros ámbitos geomorfológicos de acumulación de sedimentos. Al contrario, ejercen una importante labor de defensa natural ante la acción erosiva de los agentes litorales. Sin embargo, y hasta hace poco tiempo, en regiones como el litoral Atlántico gallego, las costas valencianas o del litoral Cantábrico, esto no era así. Simplemente constituían un recurso natural dónde se podían obtener fácilmente áridos para las obras relacionadas con la construcción (como ocurrió en Liencres y Cuchía entre los años "60" y "80"). En otras ocasiones, el objeto de interés no lo constituían las arenas. Por ejemplo, en las primeras décadas del siglo XIX, las dunas suministraban combustible para los hornos de pan gracias a la existencia en ellas de especies como la *Ammophila arenaria* (MADOZ, 1847). Por lo tanto, son medios que han sufrido con el paso del tiempo diversas actividades humanas que han terminado por degradar y alterar su morfología y ecosistema. Tampoco hay que olvidar cómo los complejos dunares contribuyen al paisaje costero y lo revalorizan patrimonialmente desde una perspectiva natural. Este es el caso de las dunas del Parque Nacional del Coto de Doñana. Pero socialmente o por un ecologismo mal entendido, el interés de estas grandes acumulaciones de arenas radicaba más en la riqueza relacionada con la fauna y flora que en la calidad intrínseca y funcionalidad de estos paisajes arenosos.

En definitiva, el papel de protección viene protagonizado, en gran medida, por el freno que ejerce el sistema duna-playa sobre la acción erosiva del oleaje (PASKOFF, 1994; FLOR, 1997). Es en sí misma, la primera línea de defensa contra cualquier agresión del oleaje marino. Desde el punto de vista dinámico, existe una relación directa entre el estado de la línea playa con todos sus elementos y las dunas. En los momentos en los que la playa se ve sometida a una situación que denominaremos de *"stress"* (fuerte oleaje, subida del nivel del mar de estacional, etc.), con la consiguiente pérdida de arena por el incremento de la pendiente, las dunas adyacentes serán las que suministrarán y rellenarán el déficit de material arenoso. Sin embargo, en los períodos en los que la playa ha recuperado el perfil idóneo y tiende acumular sedimentos, es ésta

la que alimentará, con la acción del viento la arena al sistema dunar para que continúe su formación.

Por lo tanto, cualquier alteración efectuada en una de las dos unidades (duna / playa) afectará a la otra. En sectores tan sensibles como el sistema dunar de Liencres, la desaparición de dicho complejo comportaría la entrada del mar en las zonas internas del estuario, siendo difícil evaluar los efectos negativos que esto pudiera producir en las poblaciones situadas a escasa altura y anexas a la margen de la ría. Por ello, en el siguiente apartado examinaremos en detalle el estado del sistema dunar de Liencres.

7.2.2.- EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES:

Este sistema dunar contiene una gran diversidad de morfologías dunares. Entre ellas:

-dunas *longitudinales* y del tipo *lingüiforme* en la zona central, tanto fijas como móviles;

-dunas *transversales* y *tabulares* en las proximidades al "*Puntal*", también fijas y móviles;

-dunas remontantes ("*climbing dunes*") y "*dunas colgadas*" en el sector más oriental, asociadas a la pendiente vinculada a los relieves que constituyen el cierre del sinclinorio de San Román y los acantilados anexos (estas dunas son las de mayor edad y han sido datadas como "pleistocenas"- IGME, 1976); una gran variedad de pequeñas acumulaciones arenosas ("*colas de arena*") asociadas a las dunas más próximas a la playa.

El sistema dunar se orienta de noroeste a sureste, siendo el viento del NW el que ha modelado la mayoría de los médanos, tanto de las formas longitudinales, como de las transversales. En principio, los vientos del N y NE han generado muy pocas morfologías, al ser poco frecuentes (sobre todo el segundo) ya que el relieve del sinclinal colgado y la zona de repoblación producen un efecto pantalla y obstaculizan sus efectos en gran parte del núcleo del complejo dunar y sólo se deja notar en la línea de playa. A su vez, el cordón dunar de Liencres, puede dividirse en 3 sectores bien

diferenciados según los criterios de fijación y movilidad de las dunas, que de NW a SE son (Fig. VII-1):

1.- Sector de *dunas "embrionarias"* o *"blancas"*: sin apenas fijación, .área de nacimiento de las colas de arena y de las dunas longitudinales móviles. Su extensión suele ser variable oscilando entre los 20 y los 200 m de anchura.

2.- Detrás del anterior, se sitúan las *"dunas "secundarias"* o *"amarillas"* (fijación leve): de unos 40-60 m de anchura.

3.- finalmente, las dunas *"terciarias"* o *"grises*", localizadas y fijadas por el pinar y diversas especies vegetales.

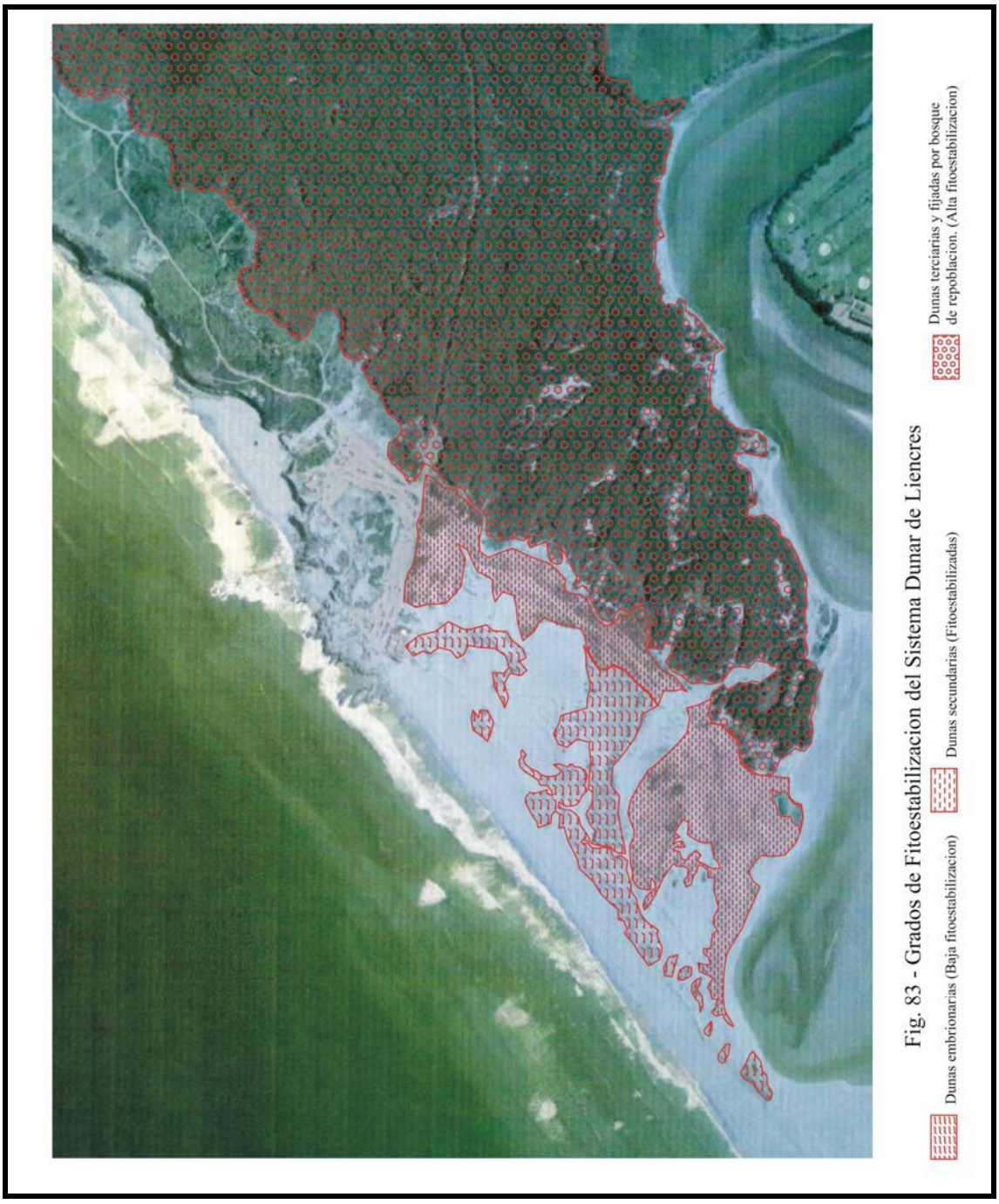


Fig. VII-1.- Localización de los distintos tipos de dunas según su grado de fitoestabilización.

7.3.- EVALUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR:

En 1995, el sistema dunar de Liencres y, más concretamente el "Puntal", sufrió un evento erosivo tan espectacular como singular y que será analizado en el próximo capítulo con mayor detenimiento. Sin embargo, adelantaremos que, en los informes de la Dirección de Costas (A.A.V.V., 1995 y A.A.V.V., 1996), se preveía la recuperación del mismo en un cierto plazo de tiempo (unos 10 años). Sin embargo, a inicios de esta investigación (año 1999), este proceso apenas se manifestaba en la desembocadura del Pas. Más bien al contrario, nuevas cicatrices se habían abierto y consolidado en varios parajes de Liencres al reconocerse una amplia tipología de formas de carácter erosivo: escarpes de duna totalmente verticalizados, coladas y deslizamientos de grandes masas de arena, incluso, con vegetación fijadora, *blowouts*, etc. Además, estas dinámicas y retranqueos se emplazaban en espacios alejados de la acción del oleaje y del debilitado "Puntal", abarcando toda la orilla arenosa del la flecha litoral bañada por el estuario (Fig. VII-2). Pero, igualmente, se localizaron dunas que experimentaban importantes avances y cuya movilidad y características las hacia muy interesantes para su seguimiento y control. Por lo tanto, atender esta cuestión será objeto de este apartado y del siguiente capítulo (VIII) y, en definitiva, uno de los principales objetos de la presente Tesis.

La información que se ha consultado para el seguimiento de Liencres abarca un total de unos 12 años ya, que se dispone del informe realizado en 1996 por la fundación Leonardo Torres Quevedo y cuyos datos han servido de elemento de contraste con los obtenidos en esta Tesis desde el año 1999.

Se ha podido completar temporalmente la secuencia evolutiva del sistema dunar, gracias a las distintas herramientas citadas en el apartado inicial: fotografía aérea, estudio "*in situ*" con diferentes técnicas como la fotogrametría, GPS, fotografía convencional y topografía, etc., y se ha podido, igualmente, determinar los tramos más afectados y vulnerables entre Abril de 2000 y Julio de 2007 (Fig. VII-2).

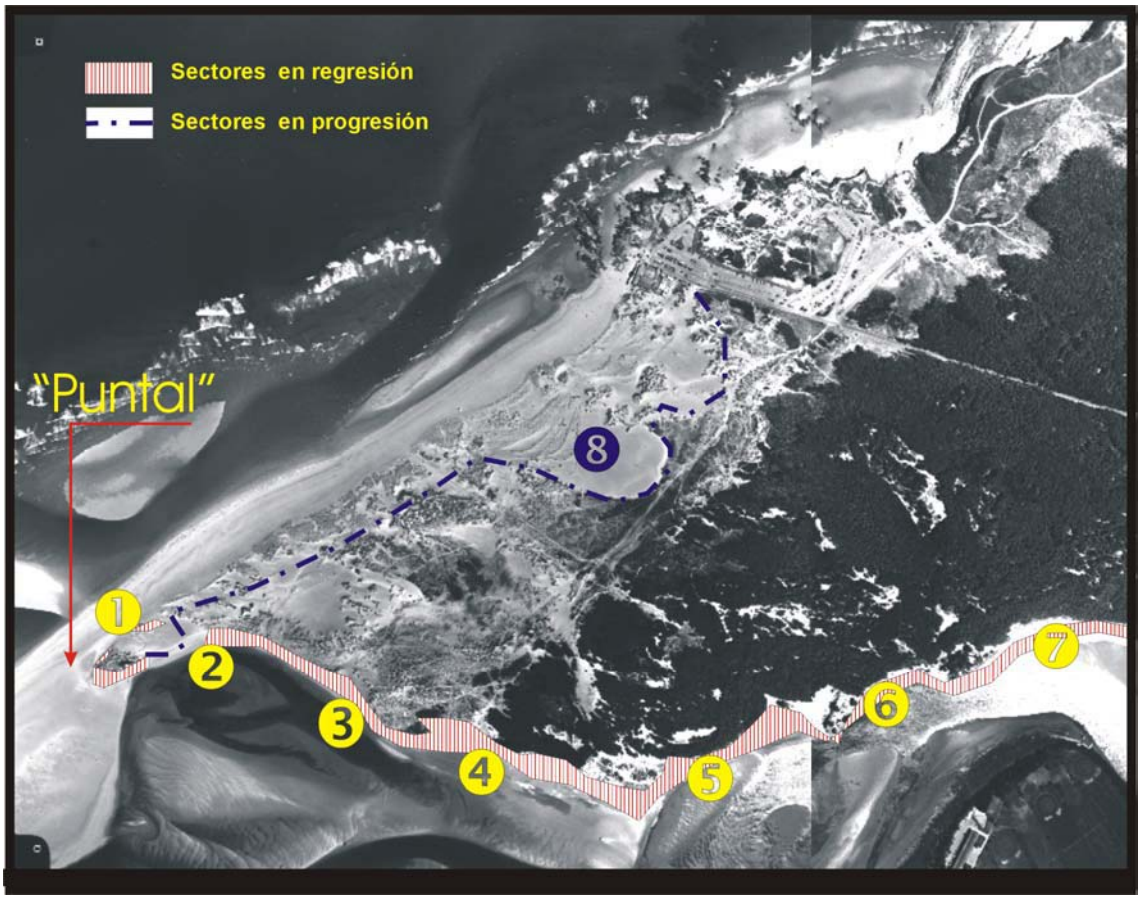


Fig. VII-2.- Tramos de regresión/progresión en la actualidad del sistema dunar de Liencres. Los números en amarillo corresponden a los sectores regresivos y el número en azul, al tramo más progresivo.

En la citada figura, no sólo se aprecia un proceso de erosión en la zona del "Puntal". También, como se explicaba en la introducción, se advierte un deterioro patente en la orilla bañada por la ría de Mogro. Por lo tanto, nos encontramos ante un problema regresivo generalizado y que, precisamente, no tiene que ver de modo directo con incidencias provocadas por un fenómeno de oleaje, agente más común de la erosión en los medios litorales.

Hay que señalar que, esta "monitorización" se ha aplicado principalmente en la superficie dunar que no estaba repoblada por pino marítimo (a excepción del sector próximo a la orilla del estuario) y eucalipto. Los motivos de esta decisión son varios: es una zona que se encuentra fitoestabilizada y la dinámica eólica apenas tiene eficacia en estas superficies. De igual modo, respecto a las morfologías dunares existentes destacar que han sido alteradas en su forma original como así lo demuestra un informe de 1951, momento en el que todavía no se había conseguido plantar con éxito los pies y semillas

del pinar (DGPFE, 1951). Tampoco se analizará en este apartado la "duna del Puntal" ya que sus características y procesos que en ella convergen serán objeto de un estudio especifico en el siguiente capítulo dedicado a la erosión costera.

Así pues, de cada uno de los puntos de la figura VII-2 (1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7) aportamos las siguientes evidencias fotográficas que son bastante explicativas por sí solas (Fig. VII-3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9).

- **Resultados del primer análisis efectuado entre los años 2000 y 2001: diagnóstico inicial.**

- En esta primera exploración, se advirtió cómo inicialmente sólo existió un tramo en retroceso en la línea de playa (Punto 1) que, se vincula, a la zona próxima al "Puntal" o "duna Piramidal" (Fig. VII-3). Se trata de la última duna emplazada al SW del complejo eólico y muy cerca de la desembocadura que separa el mar abierto del ámbito estuarino. Su perfil acantilado es el testigo de un evento poco frecuente y que, en 1995, seccionó el cordón dunar. Gracias a aquella erosión se puede examinar la estructura interna de la duna y el predominio en ella de las estratificaciones entrecruzadas. Otra evidencia clara de su franco retroceso es por un lado, la caída de la vegetación desde su techo y por otro, el principio de formación de una "duna hombrera" adosada a su pié, generada a partir del proceso de erosión.

Fig. VII-3.- Punto nº 1. "Duna Piramidal". Se aprecian coladas de arena en deslizamiento con vegetación procedente de la cima de la duna (A); la formación de una "duna hombrera" por el desmantelamiento de la duna principal (B); y, finalmente, como el corte erosivo muestra la estratigrafía de la misma en distintos puntos (C). (Abril de 2002).

- La Fig. VII-4 corresponde a la zona más occidental del sistema dunar y se encuentra en la orilla derecha de la ría de "Mogro" (Punto 2). La erosión se percibe con nitidez, tanto por la caída de vegetación como por el socavamiento de la duna con respecto al vallado que se emplazó entre 1996-1997. La distancia que separa el borde de la duna y el vallado tiene entre 2-3 m a lo largo de una longitud de más de 125 m. Por lo tanto, ese par de metros es el valor del retroceso de la duna desde entonces. La degradación fue motivada, evidentemente, por causas mareales y o de origen fluvial.

Fig. VII-4.- Punto nº 2. Pérdida de volumen dunar por retranqueo de su ladera occidental. El vallado indica la posición del limite dunar en 1997 y la imagen fue tomada en Marzo de 2001.

- Continuando por la orilla de la ría, hacia el E, se encuentra una duna (Punto 3) de una altura considerable (> 10 m) y que ofrece síntomas de un proceso erosivo todavía más acentuado (Fig. VII-5). El origen de la erosión es doble: por un lado, la fuerte pendiente de la duna (en algún tramo llega a ser del 45%) y el socavamiento que se produce en su base por el ataque del agua en mareas llenantes.

Fig. VII-5.- Punto nº 3. Proceso de deslizamiento en el flanco de la duna por efecto de la pendiente y de la acción de zapa de la "ría" (Mayo de 2000).

- Todavía mas al E, a unos 100 m después del anterior paraje (nº 3), se llega al borde del pinar de repoblación (Punto nº 4). También aquí se aprecian los efectos erosivos denunciados por la caída del arbolado. El motivo es el mismo (zapa por la acción mareal) que se ha señalado en los dos sectores anteriores (Fig. VII-6).

Fig. VII-6.- Punto nº 4. Vista del segmento basal de la duna en proceso de descalzamiento lateral en el sector más occidental de la repoblación de pino marítimo. (Mayo de 2000).

-Idéntico comentario al aplicado a los puntos del 2 al 4, se puede apuntar a los puntos de control 5, 6 y 7 (Fig. VII-7, 8 y 9.a. y 9.b.).

Es decir, todos los parajes dunares observados, entre el año 2000 y el 2001, mostraban en la margen oriental de la ría diferentes testimonios de la progresión de los fenómenos erosivos y, por tanto, del retroceso dunar. En su diagnóstico inicial, debido a que esta no es zona de incidencia del oleaje o de las corrientes erosivas, sólo podían invocarse factores de convergencia donde actuaban unas fuertes pendientes (Fig. VII-5) y un importante proceso de socavación lateral (Fig. VII-7, 9.a y 9.b) en este margen del estuario.

Fig. VII-7.- Punto nº 5. Las raíces de los pinos que, en su momento, fijaban las dunas están en contacto con las aguas salinas durante los eventos de pleamar actuales.

- Finalmente, se localizó una duna longitudinal-transgresiva (punto 8 de la Fig. VII-2) cuya forma en planta era en lengua y, otra anexa a la "duna del puntal" que, a pesar de los intentos de fijación de ellas parecían continuar su avance.

Fig. VII-8.- Punto nº 6. A lo largo de toda la margen dunar arbolada se experimenta el retroceso de los arenales jugando la pendiente un papel primordial al acentuar su eficacia erosiva.

Fig. 9.a. **Fig. 9.b.**

Fig. VII-9.- Punto nº 7. El límite del bosque del Parque Natural de Liencres con el borde más oriental muestra el descalzamiento en el pinar y la consiguiente caída de arbolado. La acción de la socavación supera 1,5 m de anchura.

7.4.- ANÁLISIS DE LAS DUNAS MÁS CARACTERÍSTICAS DE LIENCRES: SEGUIMIENTO Y EVOLUCIÓN.

El análisis de dunas de morfologías presentes en Liencres ofrece una cierta excepcionalidad. En efecto, en la bibliografía a la que se ha tenido acceso, no se han encontrado seguimientos de dunas "*lingüiformes*" o "*transversales*" transgresivas de ambientes costeros. Más bien, son las dunas de ambientes desérticos o de morfologías comunes como las "*barjánicas*" o "*parabólicas*" las más estudiadas en diversas regiones con diferentes intervalos de tiempo de monitorización que varían entre horas, un solo día, meses e, incluso, hasta 30 años (SEHATA et al., 1992; LANCASTER et al., 1996; HESP y HASTINGS, 1998; SAUERMAN et al., 2003; NORDSTROM, 2006; MCLEAN y SHEN, 2006; ERNSTEN et al., 2006; ANTHONY y RUZ, 2006).

Tras, el primer reconocimiento y diagnostico con apoyo de la fotografía aérea y de la múltiple cartografía obtenida, se inició un posterior reconocimiento de campo, seleccionándose aquellas dunas que presentaban un mayor interés por distintas causas:

a. Por encontrarse en un **proceso de degradación** o **desmantelamiento**: última duna del "Puntal" y las inmediatas a la ría.
b. Por **su situación de movilidad**: duna anexa a la última duna del Puntal y la gran duna "lingüiforme" emplazada en el núcleo del campo eólico.

A continuación se exponen los médanos cuyo análisis ha sido de mayor interés.

7.4.1.- "DUNA PIRAMIDAL": (FIG. VII-10 Y 11).

* Metodología aplicada para su seguimiento:

En el seguimiento de esta duna, la metodología aplicada ha sido diversa:

- Gracias a la cartografía existente, se pudo realizar un análisis entre los años 1995 (momento de la rotura) y 2001. Para ello, se contaba con cartografía del primer año perteneciente a la FLTQ, con la fotografía aérea subvencionada por la Fundación Marcelino Botín y el Apoyo del Dpto. de Ingeniería en Geodésica y Cartografía de la Universidad de Cáceres que pudo elaborar una cartografía a partir de la fotogrametría.
- El seguimiento entre los años 2001 hasta el momento actual (2007), se ha apoyado en las mediciones efectuadas cada cierto tiempo con un medidor de "ultrasonidos" y usando puntos fijos visibles en las cartografías y fotografías antes mencionadas. También, a partir de la aparición del SIGPAC y, una vez conocida el año de la ortofoto existente en la red, se ha podido contrastar con las medidas tomadas en campo para evaluar su posible eficacia. En dicho análisis, para el año 2002, se pudo apreciar que las diferencias apenas eran de 31 cm. Desconocemos hasta que punto estábamos midiendo el retroceso entre la época en que se tomó la foto y las medidas realizadas en campo, pues se desconoce el mes correspondiente al SIGPAC, o si por otro lado, se trata del error posible entre ambas tomas de medidas. En todo caso, lo que se busca es una medida aproximada y un margen de 31 cm no es excesivo para este objetivo y para los valores y diferencias que se están registrando en este "Puntal".
- Igualmente hay que señalar, cómo, en el año 2004, se insertó con el apoyo del GPS una estaca a unos 5 m del borde occidental de la duna: en menos de 1 año la misma desapareció por la regresión de la misma.

- Localización: Es la última duna que queda al oeste de la Playa de Liencres ("Puntal" de la desembocadura de la ría). Su situación se encuentra en el espacio arenoso denominado como el *Puntal o "Spit" de Liencres* (Fig. VII-10).

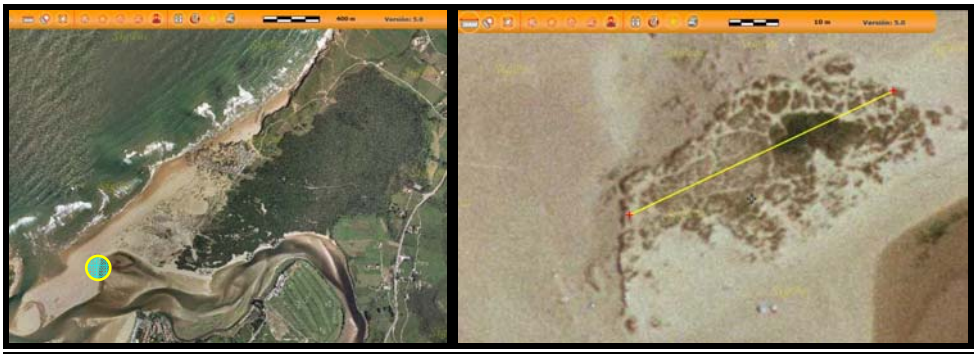


Fig. VII-10.- Localización y detalle en planta de la duna Piramidal. Elaborado a partir del SIGPAC.

- Tipología: Duna transversal-*piramidal* fijada por la vegetación (Fig. VII-11).
- Altura: superior a 15 metros.
- Dimensiones: Según las mediciones efectuadas a partir de la ortofoto del SIGPAC (año 2002), la duna ofrecía unos 54,47 metros de largo y tenía una anchura de unos 28 m. En Julio de 2007, última medida realizada en trabajo de campo a partir de un aparato digital láser de ultrasonidos, determinó una longitud del eje mayor de 34,7 m, es decir, unos 19,77 m menos.
- Importancia para su estudio: es la que se encuentra en fase de mayor regresión. Así lo atestiguan las fotografías obtenidas desde el inicio del presente proyecto. También es la "*duna testigo*" de la rotura sufrida en el año 1995, ya que el tramo desparecido era la prolongación de esta duna.

Fig. VII-11.- "Duna Piramidal" (foto realizada al comienzo del proyecto, en Abril de 2000).

- **Resultados del seguimiento:**

- Con el contraste de cartografías, fotografías y datos de GPS, se aprecia un cambio notable entre el año 1995 y el 2001 (Fig. VII-12, 13 y 14). En estos 6 años el retroceso de esta duna se puede estimar en unos **150 m** aproximadamente. Esto implica una regresión, ciertamente espectacular de unos 25 m/año para ese período. Respecto al retranqueo acontecido entre los años 2001 y 2007, hay que señalar una notoria disminución en aquel deterioro donde se han perdido unos 19,77 m desde el año 2001, lo que significa ahora una tasa media de 2,8 m/año aproximadamente. Aún así, es un valor a tener en cuenta pues de continuar esta tendencia, la desaparición de la duna podría producirse en unos 3-5 años.

Fig. VII-12.- Arriba: Cambios en el sistema dunar de Liencres de 1985 a 2001. Después de la rotura del "spit" en 1995 el proceso erosivo continúa. Abajo: Seguimiento fotográfico del Puntal entre el año 2000 y el 2007 desde la localidad de Mogro.

Abril 2000

Abril 2002

Abril de 2004

Julio de 2007

Julio de 1997

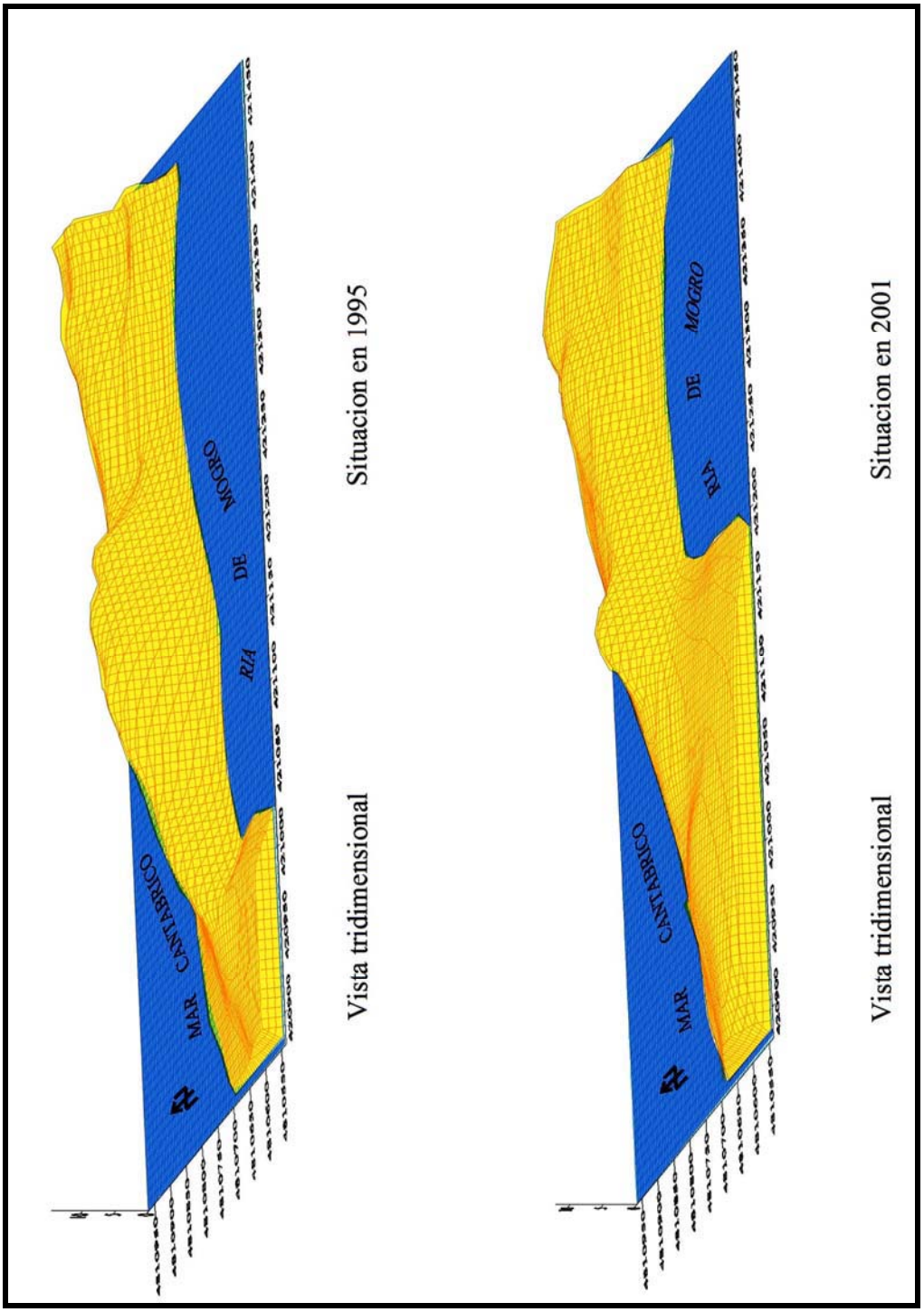


Fig. VII-13.-Reconstrucción tridimensional a partir del programa SURFER de la evolución del sistema dunar de Liencres.

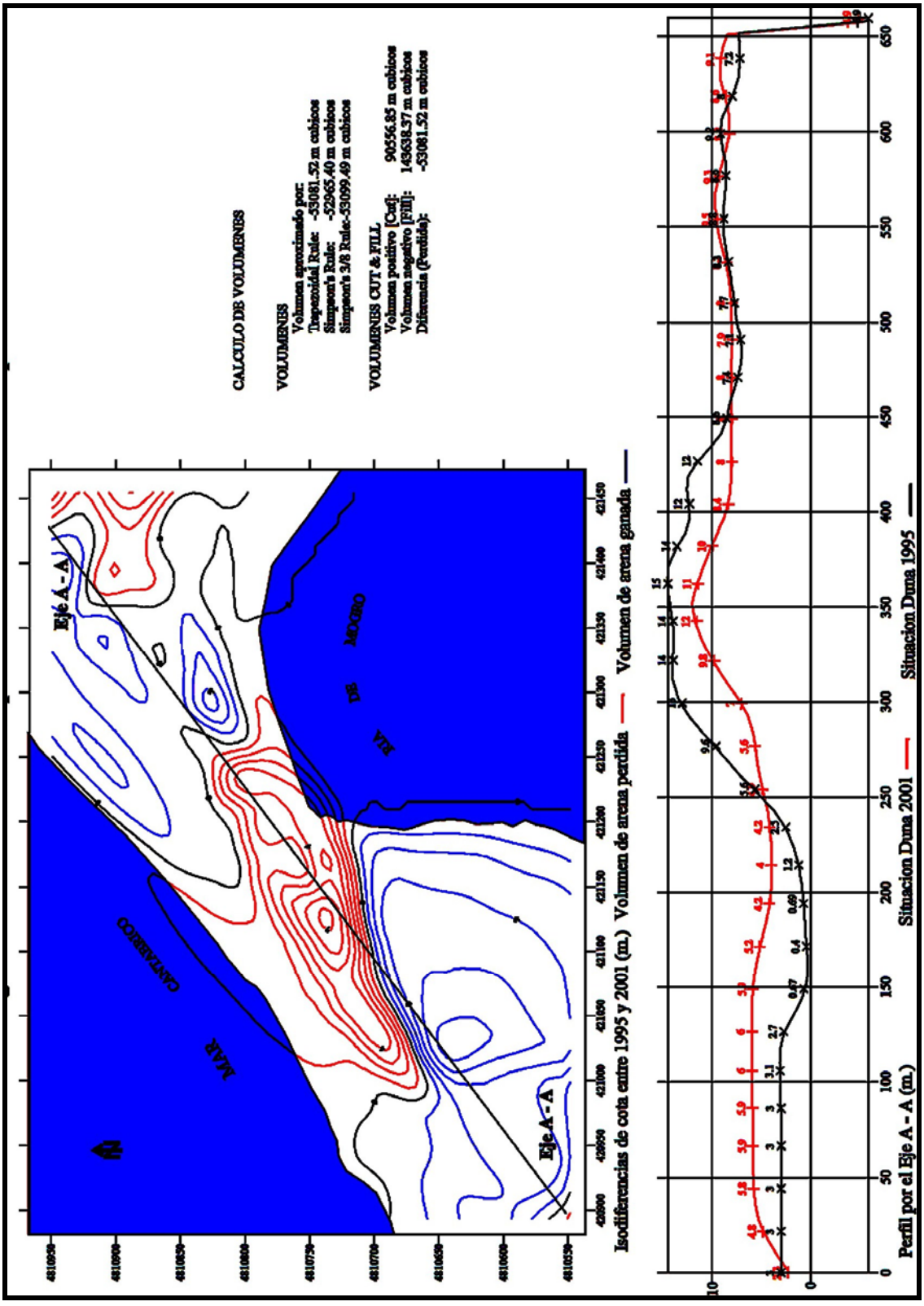


Fig. VII-14.- Diferencias en "planta" (izquierda) y en "alzado" (derecha) del "Puntal de Liencres" entre los años 1995 y 2001. En rojo se muestran las áreas con pérdida de arena y, en azul, las áreas que han ganado.

La Fig. VII-14 muestra las diferencias entre 1995 y 2001. Las líneas de color rojo, representan los sectores en los que se ha perdido arenas y en azul donde se han recuperado. En síntesis, la desaparición de estos 150 m, implicó la pérdida total de unos 53.000 m^3 de arena en esos 6 años que discurrieron desde la rotura del Puntal.

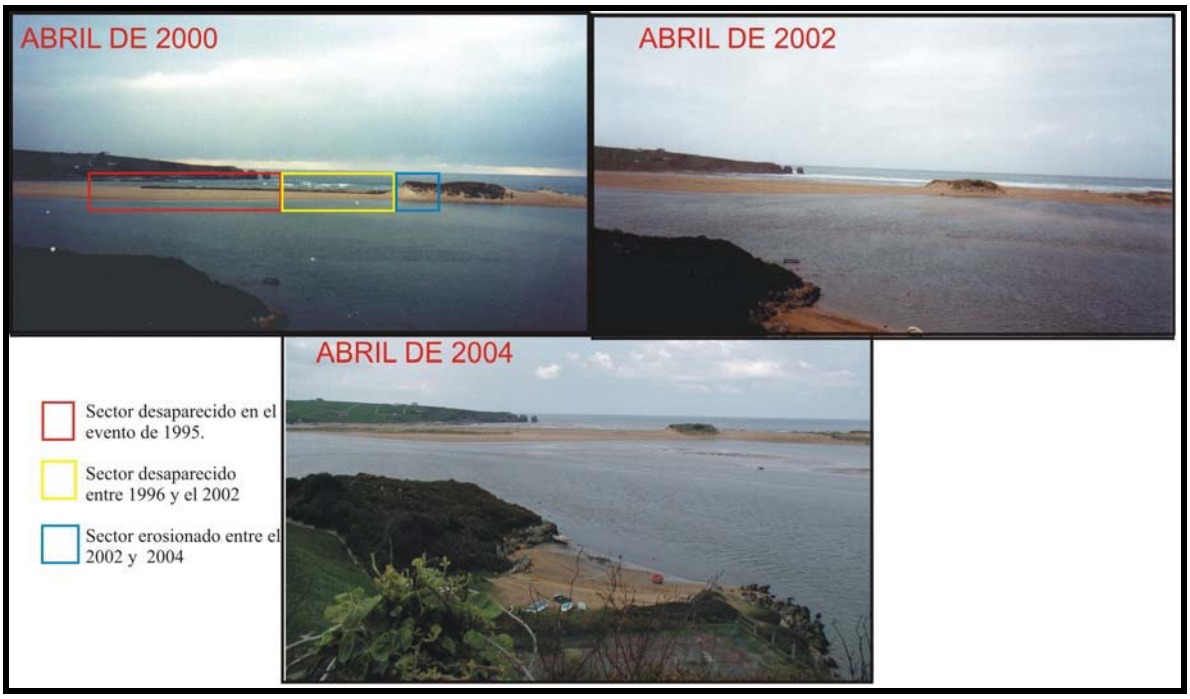


Fig. VII-15.- Síntesis fotográfica de la evolución del "Puntal" entre los años 1995 y 2004. Vistas desde la urbanización de "Pueblo del Sol", Pedanía de Mogro.

- A partir del seguimiento fotográfico mensual realizado entre los años 2000 y 2007, se puede advertir la existencia de notables cambios desde distintos puntos de observación como es apreciable a partir de las fotografías expuestas (Fig. VII-16 y 17).

Al comienzo de la investigación (Fig. VII-16 y 17, Abril de 2000), la forma de la duna era muy abrupta: tenía un frente muy pronunciado y un perfil muy escarpado en su tramo más próximo al mar. Sin embargo, al poco tiempo y a consecuencia de las tormentas (anexo DESPLEGABLE OLEAJE: HOJAS 2 y 3. Años 2000 y 2001), comenzaron las primeras manifestaciones de un nítido retroceso. Entre ellas, la génesis de dos dunas "hombreras" (una en las proximidades a la zona de playa y otra junto a la orilla de la ría), vinculada al incipiente proceso desmantelador. Inclusive, en Junio de 2000 se inició un proceso de colapso de las arenas del segmento más occidental de la duna que, se hizo mucho más apreciable en el año 2002 (flechas rojas en Fig. VII-16).

Fig. VII-16.- Seguimiento fotográfico de la Duna Piramidal o Puntal de Liencres entre los años 2000 y 2007. Vistas de norte (desde la orilla del mar) a sur.

Fig. VII-17.- Seguimiento del "Puntal" de Liencres en su extremo occidental entre el año 2000 y 2007. Vistas de suroeste a noreste.

En el año 2003 debido a este hundimiento, y posiblemente a consecuencia de las labores de zapa existentes en la zona más próxima al mar por efecto de oleaje con mareas altas (como se ha podido observar en trabajo de campo, Fig. VII-18), la duna sufrió un fuerte retroceso y una importante pérdida de altura.

Tanto el retroceso de la duna principal, como el crecimiento de las "dunas hombreras" son procesos que se han prolongado en el tiempo durante los 7 años de trabajo. Hay bastantes evidencias de cómo los procesos marinos (oleaje, mareas vivas y "rip current") han sido los principales agentes erosivos (Fig. VII-18). A partir de entonces, lo que se puede interpretar de las distintas tomas, es una suavización del escarpe ocasionada por la pérdida del volumen de arena y, consecuentemente, la entrada en juego de un proceso regresivo bastante espectacular.

Fig. VII- 18.- Evidencias de la labor de zapa del oleaje (fotos superiores, Mayo de 2002) y de la marea (foto inferior, Junio de 2002) en el "Puntal" de Liencres. Se ha destacado con una flecha la "duna hombrera" originado por el desmantelamiento de la "Duna Piramidal".

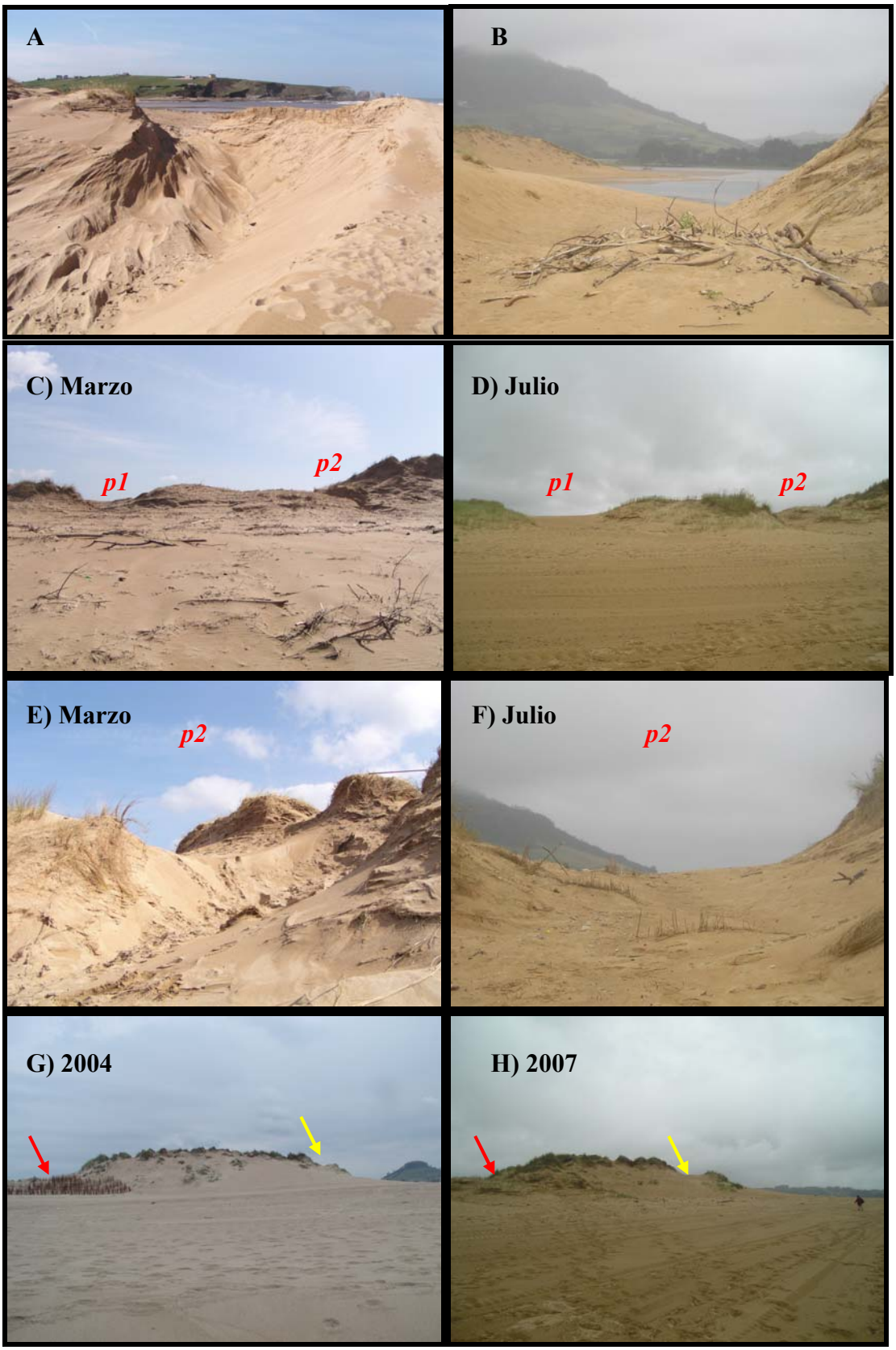


Fig. VII-19.- Evolución de los surcos de erosión entre los meses de marzo (A, C, E) y julio de 2007 (B, D, F). G y H se corresponden a dos imágenes de la duna piramidal, tomadas entre los años 2004 (G) y 2007 (H). Noreste de la playa.

Los procesos de degradación de la Duna Piramidal no sólo han consistido en un simple retranqueo en su sector occidental. Efectivamente, y como se puede apreciar en las fotografías de la Fig. VII-19, a partir de la llegada de oleaje al extremo oriental, se ha propiciado la génesis de tres surcos erosivos ("*blowouts*") que, en el mes de Julio de 2007, presentaban anchuras de más de 7 m y una profundidad de unos 5 m de altura. Por lo tanto, actualmente se ha establecido un corredor potencial que comunica por un lado la Ría de Mogro y por otro, la playa de Liencres y el mar. Su presencia puede acelerar el desmantelamiento de este arenal en un espacio corto de tiempo.

Así en el examen de la Fig. VII-19, se puede apreciar en las imágenes A (Marzo de 2007) y B (Julio de 2007), la aparición de los citados surcos erosivos. Las tomas C y D (de Marzo y Julio respectivamente) ofrecen imágenes de los dos surcos erosivos (p1 y p2) y su evolución hasta ensancharse de modo notorio. En las imágenes E y F, se puede observar en detalle la evolución del surco p2 donde, incluso, la disminución de la altura de la duna en este sitio se ha hecho patente y ha exhumado los viejos captadores de arena implantados en el año 2004. En las tomas G y D (años 2004 y 2007 respectivamente), el deterioro de esta duna es evidente a partir de la desaparición de los captadores de arena de 2004 (flecha roja) y del desmantelamiento paulatino a partir de coladas de arena que caen por gravedad (flecha amarilla).

Para finalizar, mencionar que existen ciertos sectores próximos al "*Puntal*" que, después de la rotura del año 1995, han recuperado de modo parcial algunos sectores de la duna. Entre ellos, el paraje más próximo a la desembocadura que quedó totalmente arrasado y, donde la proliferación de vegetación espontánea ha sido muy beneficiosa. Sin embargo, es un espacio que ha quedado aislado del cordón dunar por el oleaje y no logra anexionarse al mismo (Fig. VII-20).

Fig. VII-20.- Zona en recuperación del "Puntal de Liencres".

7.4.2.- DUNA MÓVIL DEL "PUNTAL" (FIG. VII-21 Y 22):

- Localización: adosada sobre la anterior con dirección NW-SE y muy próxima al "*Puntal*".

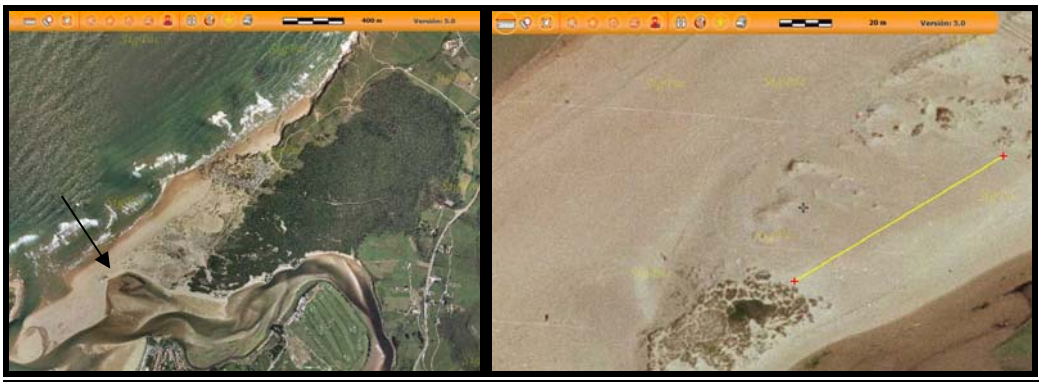


Fig. VII-21.- Localización y detalle de la duna Móvil del "Puntal".

- Tipología: Duna transversal-transgresiva, muy activa.
- Altura: Al inicio de la investigación apenas superaba los 7 m. Hoy sobrepasa los 10 m.
- Dimensiones: Su longitud transversal, entre las dos dunas fitoestabilizadas que la flanquean, es de unos 92,39 m. Su anchura era de unos 43,31 metros entre la línea de playa y la ría en las mediciones efectuadas en el año 2000. Actualmente supera los 58 m.
- Importancia para su estudio: Es más sensible y sus contornos varían con mayor rapidez al no estar fija y ser más estrecha que la anterior. Su desaparición podría incentivar el proceso de degradación. También parece ser una de las responsables de la incipiente colmatación del estuario en este sector. Es decir, es la que realiza el recorrido más corto desde la línea de playa hasta la ría descargando gran parte de su arena sobre el canal que discurría adjunto en los años ochenta y que hoy se encuentra prácticamente cegado.

Fig. VII-22.- Duna móvil del "Puntal", anexa a la duna Piramidal en el mes de Abril de 2000.

- **Resultados del seguimiento:**

El seguimiento de esta duna transgresiva ha sido controlada mediante fotografías convencionales, empleo de la ortofoto del SIGPAC y el medidor de ultrasonidos a partir de una serie de puntos fijos. Éstos, se localizaron en el vallado existente, marcando los postes de referencia y un tronco de gran tamaño que se encuentra fuertemente anclado en esta margen de la ría. La proximidad a la lámina de agua dificulta otro tipo de medición más riguroso y la fotografía aérea no permite seguir la evolución con rigurosidad. Eso sí, todas las medidas se tomaron a marea baja ya que, en previsión de la transgresión de la duna, se preveía que tarde o temprano penetraría en el estuario. Esta duna, en contraposición a lo que ocurre con la duna "Piramidal", avanza y crece en altura. Su origen se encuentra en la línea de playa y su anchura apenas supera los 58 m por lo que conforma uno de los apéndices arenosos menos prolongados del sistema dunar dispuesto entre la playa y la ría. En 1997, se intentó fijar con captadores y vegetación. Pero en la actualidad, fruto de las intensas tormentas del 2000-2001, desaparecieron las infraestructuras creadas.

Al comienzo de la investigación (Abril de 2000), la duna no alcanzaba el vallado sito junto a la ría (Fig. VII-22). En Agosto del mismo año, su avance sobrepasó las

vallas y comenzó un proceso de colmatación del canal que discurría a su pie. En la Fig. VII-23 se muestra la situación en Octubre de 2001.

Fig. VII-23.- Situación de la duna Móvil del "Puntal" (Octubre de 2001) bordeada por el canal de la ría.

Posteriormente, con la llegada de "suradas" retrocedió en dirección a la playa, (incrementando su tamaño en un par de metros). Este hecho propició la aparición de un refuerzo arenoso en este tramo del "*Puntal*" tan frágil y sensible a las acciones erosivas. Una vez establecidos los puntos fijos sobre las vallas, se obtuvieron los siguientes resultados (Fig. VII-24):

- Entre los años 2000 y 2001, la progresión del eje mayor fue de 2,76 m, sobrepasando y fosilizando la valla.
- Entre el año 2001 y el 2002 el avance apenas superó un metro más.
- Entre los años 2002 y 2005, la duna había sobrepasado en su eje central en 10,11 metros.
- Para el año 2007 (mes de Julio), el avance total desde el año 2000 había sido de unos 15,18 m, lo que implica una movilidad media de 2,16 m/año desde su nacimiento hasta el pie de duna.

Fig. VII-24.- Evolución de la duna entre el año 2000 y el 2007. El vallado sirvió como punto fijo de medición. Imágenes obtenidas desde el SW.

En definitiva, actualmente sus arenas avanzan y colmatan (Fig. VII-25 y 26) el canal que antes circulaba en las inmediaciones. Este proceso es, sin duda, uno de los principales responsables del traslado de dicho canal hacia sectores más centrales del estuario. Además, vinculado a los períodos de mayor avance, suelen formarse "*blowouts*" erosivos en la zona de alimentación desde la línea de playa que se encuentran en relación con los comentados anteriormente para la Duna Piramidal.

Fig. VII-25.- Desplazamiento de la duna. Se puede apreciar con nitidez como en tres años la duna ha fosilizado el tronco que existía en este punto. Vista desde el sector suroriental de la ría.

Fig. VII-26.- En esta toma de Julio de 2005 se puede advertir cómo la duna en su avance penetra en el mismo estuario.

7.4.3.- DUNA "MÓVIL CENTRAL" O "LINGÜIFORME" (FIG. VII-27 Y 29):

- Localización: en el centro del Parque Natural a unos 200 m al oeste del Parking.

Fig. VII-27.- Localización y vista en detalle de la duna *Lingüiforme* de Liencres.

- Tipología: Duna lingüiforme.

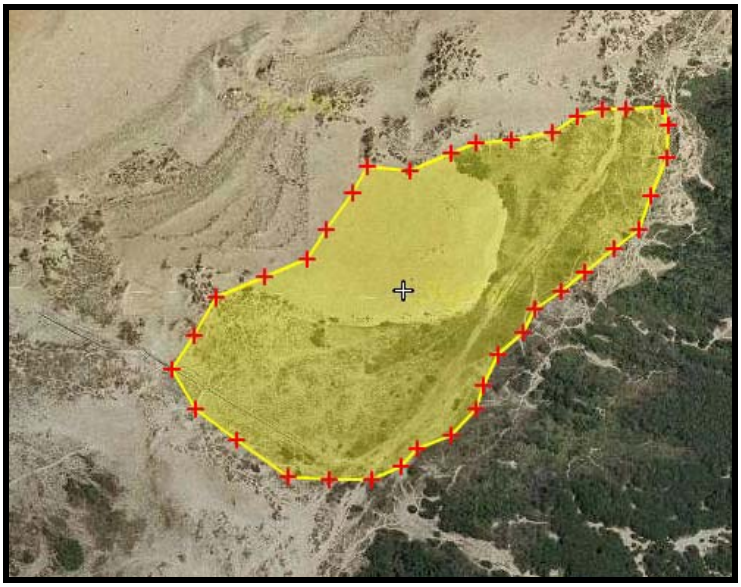


Fig. VII-28.- Área afectada por la extracción de áridos (4,5 Ha) entre los años sesenta y ochenta.

Esta duna móvil es la de mayor entidad del complejo eólico con una extensión de unos 30.000 m^2 aproximadamente (250 m x 120 m) y arranca desde la playa en dirección al núcleo central del sistema dunar. La progresión la realiza sobre una vaguada que tiene su origen en antiguas actividades de explotación de áridos (llevada a cabo entre los años sesenta y ochenta) y que afectó a una superficie aproximada a unas 4,5 Ha (Fig. VII-28). Este hecho rebajó al sistema dunar en casi 15 m de altura en una superficie de unos 150.000 m^2, lo que a su vez generó un fuerte impacto en el sistema al facilitar la puesta en marcha de nuevos procesos de deflación (ARTEAGA y GONZÁLEZ, 2002). La formación de la nueva duna en aquellos años, implicó una recuperación natural de este sector. Sin embargo, en un informe de 1995 (A.A.V.V., 1996), se apuntó la idea que aquel proceso colaboró en el retranqueo de la orilla de playa y del cordón dunar al alimentarse de arenas procedentes del "*spit*".

En 1996, como consecuencia de una campaña de fijación de los médanos (efectuada por el Ministerio de Medio Ambiente en una gran superficie de este

sistema) esta duna fue objeto también de la plantación tanto de captadores naturales (vegetación) como inertes (ramas y juncos secos). A pesar de ello, la duna no se estabilizó y, en la actualidad, continua su avance hacia el interior.

- Altura: entre 10 y 13 metros.
- Dimensiones: unos 131 metros sin fitoestabilización y anchura superior a 108 m.
- Importancia para su estudio: Se desplaza hacia el interior de la depresión generada por el vaciamiento de la cantera. Es una duna móvil que, en apariencia, parece avanzar sin ninguna dificultad con dirección NW-SE. De seguir su trayectoria, colmatará la depresión con el tiempo y conectará con la zona de repoblación.

Fig. VII-29.- Duna "Móvil Central". Duna lingüiforme de gran envergadura cuyo avance parece imparable desde 1985.

- **Resultados del seguimiento:**

La duna Móvil "Central" ha sido objeto de un seguimiento muy completo a lo largo de varias campañas de campo entre los meses de octubre de 2000 y julio de 2007. Para ello se utilizaron distintas herramientas: fotogrametría cercana, fotogrametría

convencional, GPS, topografía, análisis granulométrico y de carbonato cálcico, medidor métrico de ultrasonidos, etc.

Esta duna se emplaza en el núcleo del Arenal de Liencres, y por tanto, en parajes ciertamente alejados con respecto a las dos dunas anteriormente analizadas. Su tendencia consiste en avanzar hacia la citada depresión antrópica. Por otro lado, el estudio de todas las fotografías aéreas (1985, 1988, 1995, 2001 y 2002) detecta una progresión inexorable de esta duna hacia SE con una velocidad media de desplazamiento anual de unos 7-10 m en el eje mayor.

En definitiva, el interés derivado del estudio de esta morfología radica en la facilidad que supone su control continuo debido a su situación y extensión. Además, a pesar de que su avance ha intentado ser frenado con "captadores" en la línea de playa, persiste su desplazamiento y de continuar así, terminará por adosarse a la zona de repoblación de pinar. Las consecuencias de esta posibilidad son varias, según el punto de vista adoptado en la evaluación.

1.- Desde el punto de vista alimentador de arenas, el balance es positivo, ya que se consolidaría el núcleo del complejo y se recuperaría lo perdido durante la extracción de arenas.

2.- Respecto al ámbito dunar repoblado, cabe la posibilidad de que esta área se vea amenazado si persiste este considerable aporte de arenas desde la línea de playa. En efecto, podría producirse un fenómeno similar al acontecido en la famosa duna de "Pyla" (Francia), la más alta de Europa (120 m) con un efecto *remontante* de las dunas sobre el bosque y su posterior fosilización.

*** <u>Seguimiento entre los años 2000 y 2002:</u>**

a) Establecimiento de los ***perfiles de seguimiento*** para realizar un riguroso control analítico. Se efectuaron 6 campañas de campo en los días; - 29 de octubre de 2000 con la intención de prefijar los puntos de medida y establecer la primera medición con la que contrastar las demás, - 15 de noviembre de 2000, - 7 de marzo de 2001, - 2 de julio de 2001, - 8 de agosto de 2001 y - 23 de marzo de 2002. En estas campañas se

establecieron 11 perfiles con el apoyo del GPS-estación total y topografía (Fig. VII-30) cuya metodología fue explicada con anterioridad en el capítulo respectivo.

b) ***Análisis granulométrico y de carbonato cálcico***: Igualmente, se tomaron muestras de arena en el perfil del eje mayor de avance (perfil 7). Fueron tomadas de la superficie y a una cierta profundidad (a unos 30 cm) en estaciones separadas por unos 30 metros aproximadamente y emplazadas de la forma en que se expresa en la Figura VII-31. En total han sido 18 muestreos: 10 en superficie y 8 en el subsuelo.

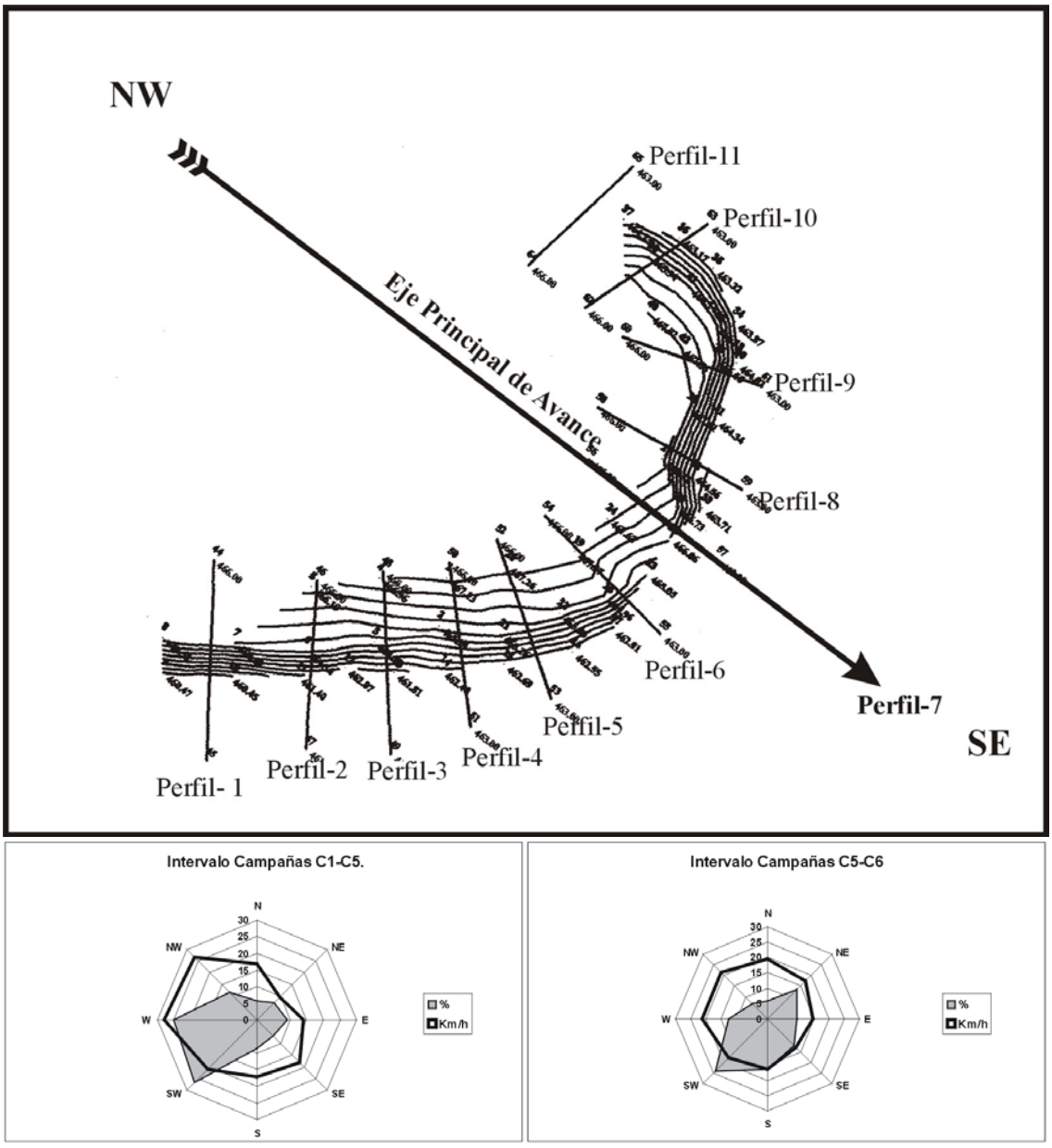


Fig. VII-30.- Arriba: Perfiles analizados por fotogrametría. Abajo: orientación, frecuencia y velocidad de los vientos entre las campañas C1-C5 y C5-C6.

Como se puede apreciar en la Figura VII-31, la numeración correspondiente a cada muestra va en orden creciente desde la berma de la playa (que sería la M-0) hasta la zona de contacto de la duna con la depresión por la que avanza (que sería la M-9). Cabe señalar que en estas dos estaciones no se tomaron muestras a 30 cm de profundidad.

Para realizar las extracciones de manera que correspondieran con el perfil de avance se utilizó un GPS, y para medir la pendiente y la altura se emplearon un clinómetro y un altímetro respectivamente.

Fig. VII-31.- Localización de las muestras tomadas en la duna móvil, tanto en superficie como en profundidad (-0,3 m)-*Foto distorsionada*.

c) ***Análisis de los condicionantes meteorológicos***: una vez realizadas las campañas se solicitó al Instituto Nacional de Meteorología de Santander ("CMT") **las variables meteorológicas acerca** de la dirección e intensidad del viento y, también, de otras que pudieran ser de interés (como las precipitaciones). Si bien, en los años 70-80 existía información meteorológica correspondiente al "Faro de Suances" y que podríamos catalogar como de "fiable" por su cercanía al complejo dunar de Liencres, en la actualidad, sólo se cuenta con los datos obtenidos de la "CMT". Y, aunque ésta se encuentra a unos 12 km al Este del sistema dunar, su posición sobre un acantilado, le permite recibir sin obstáculos los vientos circundantes en las proximidades a la costa.

d) *Pendiente*s: también se midieron **las inclinaciones de las laderas dunares** en distintos puntos de sotavento y barlovento haciéndolos coincidir con los lugares de muestreo para granulometría (M-0, M-1, M-2, M-3, M-4, M-5, M-6, M-7, M-8 y M-9). La pendiente media de la duna a barlovento es de unos 5º aunque en algunos sectores puede superar los 12º. A sotavento, el frente puede alcanzar los 45º de inclinación, valor más que adecuado para su progresión o migración horizontal ya, que esta se puede producir a partir de los 9º (HESP y HASTINGS 1998).

- *Resultados de la "monitorización"*

Se han estimado hasta 11 perfiles de seguimiento por fotogrametría según la movilidad de la propia duna (Fig. VII-30). El error aproximado en la metodología empleada ha sido de ±6 cm en total, por lo que la situación es bastante precisa. En la Tabla VII-I, se exponen los resultados de la evolución de los distintos perfiles.

Perfil	C2 - C1	C3 - C2	C4 - C3	C5 - C4	C6 - C5	Total (cm)
1			20	24	15	**59**
2			62	73	40	**175**
3				80	50	**130**
4				114		**114**
5	163	97	153	111	120	**644**
6	**254**	166	163	166	**130**	**879**
7	**207**	**331**	**285**	**287**	105	**1215**
8	169	**276**	**256**	69	50	**820**
9	209	354	270	109	80	**1022**
10						
11						
Tiempo entre campañas	15 DÍAS	112 días	116 días	44 días	228 días	
Error total = ± 6 cm		Valores máximos movimiento			Carencia de movimiento	

CAMPAÑA	FECHAS	VIENTO DOMINANTE	VELOCIDAD MEDIA MAS ALTA
C1-C2	29/10/00 a 14/11/00	W con 42%	48,3 Km/h para el W
C2-C3	15/11/00 a 7/03/01	SW con 35 %	aprox 27 Km/h para los vientos: W, NW y SW
C3-C4	7/03/00 a 2/07/01	W con 20,9%	21 Km/h del NW para un 12% de frecuencia.
C4-C5	2/07/01 a 8/08/01	SW con 22%	NW con 20,3 Km/h para un 20 % de frecuencia
C5-C6	8/08/01 a 23/03/02	SW con 23,9 %	W y NW con 21 Km/h (12 y 7% respectivamente)

TABLA VII-I.- Progresión de la duna "lingüiforme" y eventos meteorológicos más relevantes entre las distintas campañas por perfiles.

Del seguimiento se puede decir que, el perfil nº 7, orientado al NW, fue el que experimentó el mayor desplazamiento con 1.215 cm en los 17 meses de estudio con fotogrametría. El siguiente perfil de mayor progresión fue el nº 9 orientado al WNW. Sin embargo, según nos alejamos del eje principal (perfil 7) y de su disposición, los

perfiles controlados apenas experimentan variaciones tan espectaculares, como es el caso del perfil nº 1, orientado al NNE y que sólo se ha desplazado en las 6 campañas no más de 60 cm. Otros perfiles singulares son los números 10 y 11 enfrentados al SW que durante todo el proceso no han experimentado cambio alguno, permaneciendo estáticos. Por lo tanto, el agente principal del movimiento de esta duna corresponde a los vientos de procedencia NW y WNW. Las causas responden a una simple cuestión topográfica: la actividad de la cantera de explotación de áridos en este sector dejó dunas de alturas considerables (por encima de los 17 m en algunos casos) bloqueando la entrada de vientos del N y SW en este área. Esto confirma otros estudios en los que se ha demostrado la importancia de la topografía local que, en ocasiones, es capaz de desviar o rechazar los vientos dominantes y reconvertir su dirección (WALKER et al., 2006). Además, tanto al ENE como al SW el factor vegetación es clave, ya que es dónde se encuentra el pinar de repoblación con su correspondiente efecto pantalla. Estos factores han propiciado, en primera estancia, la formación de la duna "Lingüiforme".

Por otro lado, queda por explicar los factores meteorológicos que han actuado en la duna entre las distintas tomas fotogramétricas. Recurriendo a la Tabla VII-I se puede apreciar cómo durante el primer año de medición (tiempo que abarca entre la campaña 1 y la campaña 5) la duna se desplazó aproximadamente 11 m. Mientras, en los ocho meses posteriores (tiempo que transcurre entre la campaña 5 y la campaña 6) sólo experimentó 1 m de avance. La explicación de este hecho se debe a una disminución considerable de la frecuencia e intensidad de los vientos W y NW, a favor de un incremento de los vientos SW y NE que prácticamente no influyen en la evolución de la duna lingüiforme. (Fig. VII-30). Estos valores importantes de migración dunar se asemejan a los obtenidos en dunas “barjánicas” y “parabólicas en ambientes desérticos y áridos donde las medias oscilaban entorno a los 3 y los 12 m/año, aunque se han llegado a medir progresiones de 20 m/año en algunos casos (SEHATA et al., 1992; LANCASTER et al., 1996; HESP y HASTINGS, 1998; SAUERMAN et al., 2003; VANCE et al., 2005; NORDSTROM, 2006; MCLEAN y SHEN, 2006; ERNSTEN et al., 2006; ANTHONY y RUZ, 2006).

Analizando con mayor detalle, sólo en los 15 días que transcurrieron entre la primera campaña (C1) y la segunda (C2), la duna experimentó un crecimiento mayor (2 m) que el registrado (1 m) entre los 7 meses que separan la quinta (C5) y la sexta (C6).

Esta espectacular diferencia es la consecuencia directa de la presencia de un temporal acontecido en el transcurso entre la C1 y la C2, dónde la media de la velocidad de los vientos de componente W y NW superaron los 40 km/h, justo el doble que la existente en el resto de campañas (Tabla VII-I).

También se aprecia cómo la mayor o menor existencia de precipitaciones no parece influir de forma directa sobre el crecimiento de la duna lingüiforme de Liencres por la posible compactación que la humedad podría generar en la arena. El motivo principal puede estar en que los temporales de componente NW durante las primeras medidas efectuadas, y a pesar de estar acompañadas de precipitaciones, sincrónicamente, implicaban la presencia de vientos intensos (con medias cercanas a los 40 km/h como ocurría entre la C1-C2) que desecaban en poco tiempo la superficie arenosa y la hacían de nuevo removible. Por lo tanto, para la progresión dunar en ambientes costeros, no hace falta que se registren condiciones de ausencia de lluvias como si ocurre en medios desérticos.

- El análisis sedimentológico del perfil nº 7:

En la Tabla VII-II y en la figura VII-32 se exponen los resultados obtenidos de los distintos índices y de las curvas acumuladas correspondientes. En los más de 300 m de duna no hay grandes diferencias entre un punto de muestreo y otro. El índice de Trask para el perfil varía entre 1.15 y 1.19 siendo la media de 1.12 (buena clasificación). El tamaño medio de los granos se encuentra entre 1.85 θ y 1.44 θ por lo que todas las muestras pertenecen a la fracción de arenas medias. La desviación estándar varía entre -0.39 y -0.34 denunciando una muy buena clasificación. También, hay que destacar que todas las muestras son simétricas y muy platicúrticas con valores entre 0.09 y -0.09 para las primeras y 0.18 y 0.28 para las segundas. Respecto a los índices obtenidos en las granulometrías de muestras tomadas en profundidad no existen grandes variaciones en relación a las de superficie.

EN SUPERFICIE

	M-0	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	MEDIA
Indice Trask	1.19	1.17	1.17	1.19	1.17	1.16	1.19	1.15	1.19	1.16	1.174
Tamaño Medio Arena	1.77	1.75	1.78	1.85	1.73	1.52	1.65	1.64	1.44	1.65	1.678
Clasificación	-0.34	-0.32	-0.31	-0.32	-0.35	-0.36	-0.37	-0.32	-0.39	-0.34	-0.342
Simetría	-0.05	-0.09	-0.07	0.03	-0.07	0.01	-0.02	-0.03	0.09	-0.06	-0.026
Curtosis	0.22	0.19	0.18	0.2	0.22	0.21	0.26	0.18	0.28	0.2	0.214
% Carbonatos	31	57	35	40.4	23	44	36	46	59	31	40.24

EN PROFUNDIDAD

	M-0	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	MEDIA
Indice Trask		1.18	1.16	1.16	1.19	1.16	1.17	1.17	1.17		1.17
Tamaño Medio Arena		1.8	1.95	1.72	1.8	1.65	1.67	1.69	1.64		1.74
Clasificación		-0.33	-0.31	-0.32	-0.33	-0.34	-0.35	-0.35	-0.36		-0.3363
Simetría		-0.03	0.04	-0.07	-0.03	-0.01	-0.03	-0.07	-0.03		-0.0283
Curtosis		0.21	0.18	0.18	0.21	0.2	0.22	0.22	0.23		0.2063
% carbonatos		22	21	20	19.2	28	31.7	33.6	47		27.813

PENDIENTE	10º	10º	2º	3º	12º	5º	4º	5º	4º	1º
ALTURA (sobre NMM)	1 m	6 m	8 m	9,5 m	9 m	11 m	10 m	13 m	12 m	10 m

TABLA VII-II.- Parámetros granulométricos de las arenas dunares.

El porcentaje en carbonatos entre los distintos puntos de muestreo (Tabla VII-II) ofrece diferencias que parecen estar en relación con la posición topográfica de los puntos de muestreo Es decir, las muestras M-1, M-3, M-7 y M-8 pertenecen a las zonas de mayor pendiente y sobre resaltes en ocasiones producidos por la interferencia y el efecto pantalla de la vegetación (caso de M-1 y M-3). Las arenas en estas posiciones parecen ser las que contienen el mayor volumen de carbonatos superando el 40% y dándose la máxima concentración de carbonatos (casi un 60%) en la cresta de la duna (M-8). También las granulometrías mayores se dan próximas a ésta con valores entre 1.67 y 1.44 (entre M-5 y M-8).

Sin embargo, en aquellas zonas con tendencia plana, pertenecientes a cubetas de deflación (*blowout*) y las situadas a sotavento de las hileras de gramma marina (*Elymus farctus*) y *Ammophila arenaria,* plantadas por el Ministerio de Medio Ambiente (muestras M-0, M-2, M-4, M-6, y M-9), las arenas presentan un porcentaje de carbonatos menor (por debajo del 40%). En el análisis morfoscópico realizado a todas las muestras y a los distintos tamaños acumulados en los tamices, se pudo constatar que los granos más gruesos (entre 1 mm y 0.6 mm) pertenecían en más de un 75% a materiales bioclásticos (principalmente conchas). Teniendo en cuenta la aptitud que su peso y contornos muestran a su transporte, es lógico que se encuentren los tamaños mayores de grano y el porcentaje de carbonatos más elevado en la zona más alejada a la fuente suministradora de arenas (la playa) y en el sector más elevado de la duna: la cresta.

Para terminar, del análisis de la pendiente se desprende cómo el desplazamiento de la duna se efectúa, en el frente de sotavento, por "avalancha" cuando la pendiente de la duna alcanza valores críticos (> 45º). Posteriormente aquella, puede llegar a suavizarse hasta alcanzar los 30º en espera de un nuevo episodio donde la concentración de arena en la cresta vuelva a incrementar la pendiente.

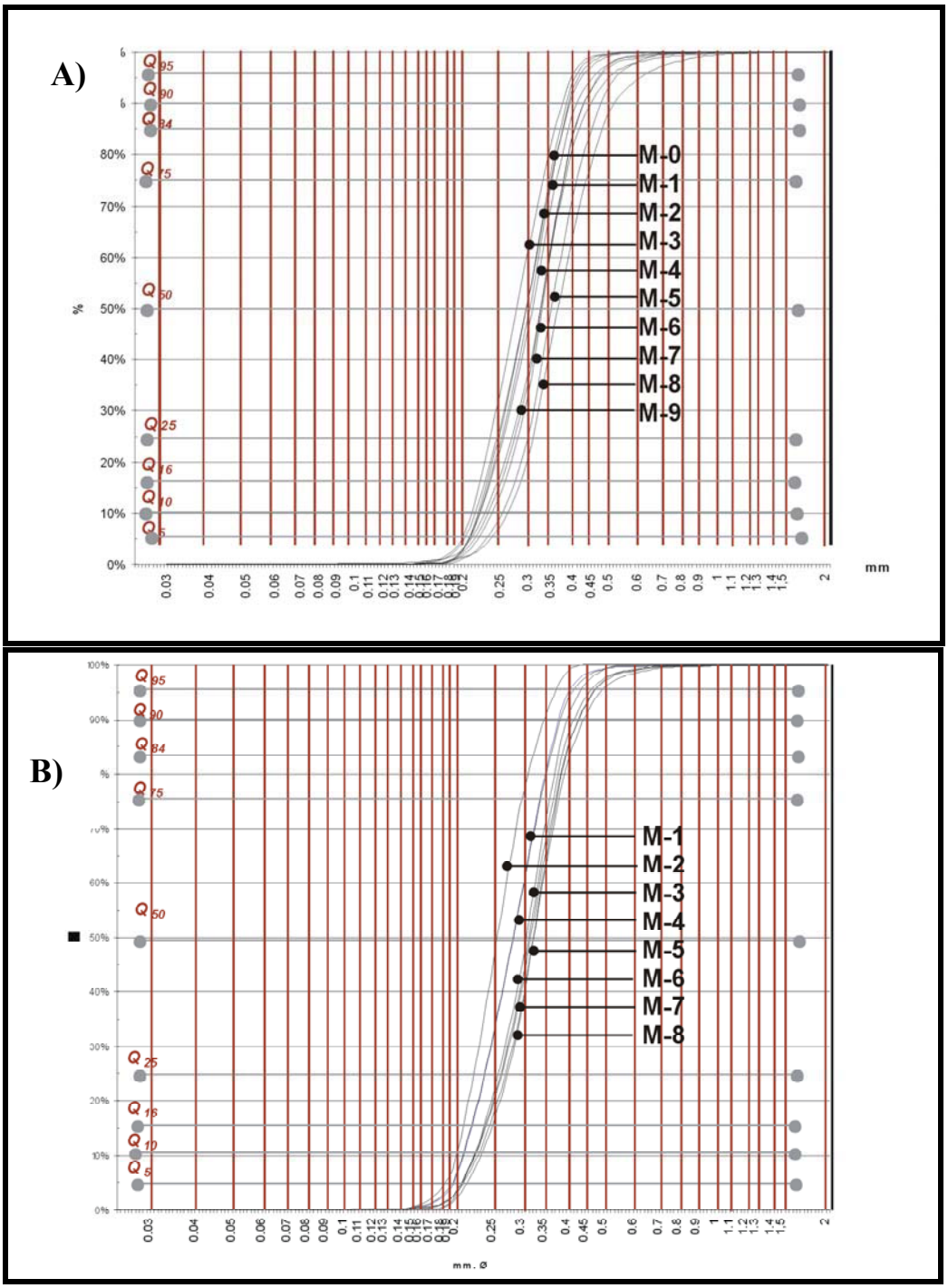


Fig. VII-32.- Curvas acumulativas de distribución granulométrica de las arenas del Perfil 7: A) Muestras tomadas en superficie; B) muestras tomadas en profundidad.

*** <u>Seguimiento entre los años 2002 y 2007:</u>**

A partir del año 2002 no se pudo contar con el apoyo de la fotogrametría y se interrumpió este tipo de análisis. Por tanto para el seguimiento de la evolución dunar hasta el año 2007 se ha utilizado el medidor de ultrasonidos y cinta métrica a partir de una serie de puntos fijos señalizados con estacas pero reconocibles a partir de elementos bióticos y abióticos (que se supuso durarían un margen de tiempo suficiente para la monitorización pretendida) visibles en la Fig. VII.-33: A) Pino: medidas en sentido S-N, B) Arbusto: medidas en sentido SE-NW, C) Pino tumbado: medidas en sentido E-W; D) Masa arbustiva: medidas en sentido NE-SW.

El resultado del avance para estos 4 cortes ha sido el siguiente:

- Corte A: 3,11 m, por lo que la media del avance hacia el S ha sido de 0,6 m/año.
- Corte B: 10,38 m, con una progresión de 2,07 m/año
- Corte C: 20 m, con un desplazamiento de 4 m/ año
- Corte D: 12,99 m, con una progresión de 2,6 m/año aproximadamente.

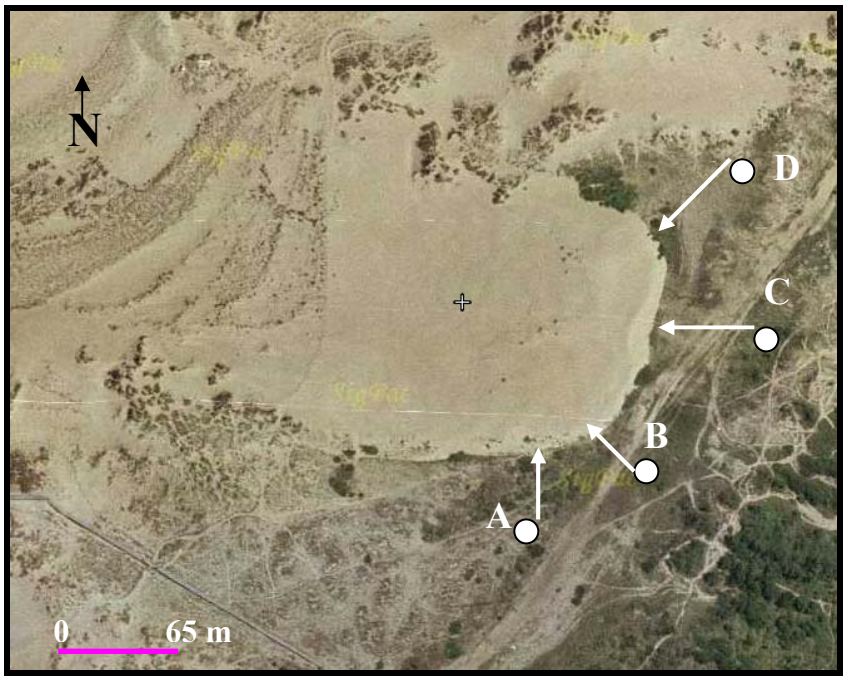


Fig. VII-33.- Localización de los puntos fijos para la medición del avance de la duna lingüiforme entre los años 2002 y 2007.

Por lo tanto, a pesar de que la duna sigue progresando, en los últimos 5 años se ha reducido en parte esta tendencia. Aún así, a día de hoy (2007), las arenas tapan ya el sendero visible en la Fig. VII-34, por lo que apenas le faltan 22 m para conectar y anexionarse al conjunto dunar próximo ya fitoestabilizado (Fig. VII-34 y 35). Las tomas fotográficas parecen atestiguar cómo entre los años 2002 y 2004 no se experimentaron avances importantes. A partir de entonces, la movilidad de la duna parece incrementarse de forma considerable, si bien, todavía no ha tomado altura suficiente en su frente de desarrollo y avance.

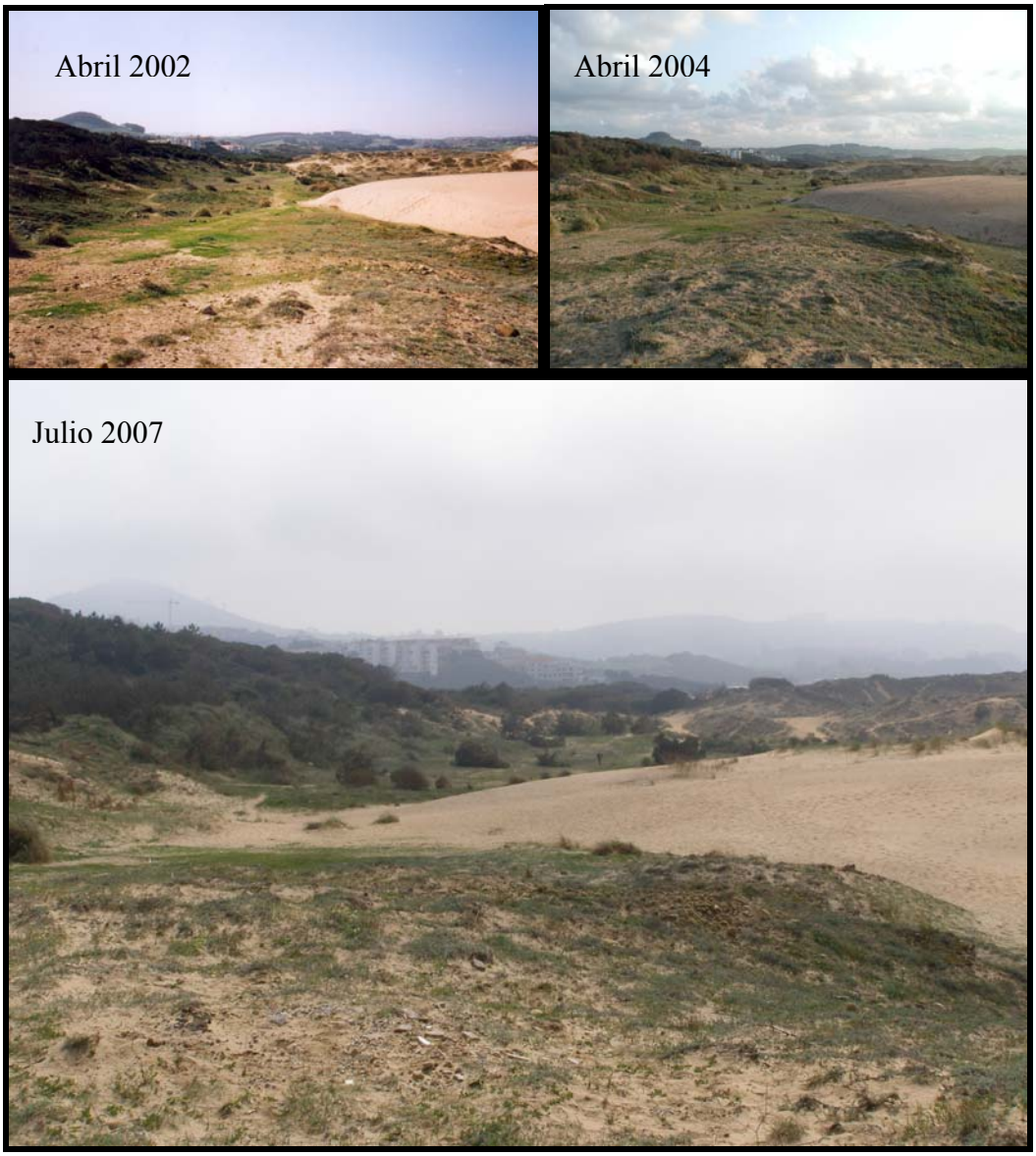


Fig. VII-34.- Vistas de la duna "lingüiforme" desde el sector este.

Fig. VII-35.- Vistas de la duna "lingüiforme" desde el sector oeste.

7.4.4.- DUNAS PERTENECIENTES A LA MARGEN BAÑADA POR LA RÍA DE MOGRO:

- Localización: en la parte meridional del sistema dunar y lindando con la Ría de Mogro (corresponden a los números 2, 3, 4, 5, 6 y 7 de la Fig. VII-2 y a las letras A, B, C, D, E, F, G y H de la Fig. VII-36).

- Topologías: diversa, ya que en este sector se insertan dunas de distintas formas (de tipo transversal principalmente) pero de difícil catalogación, puesto que la mayoría se adentran en el área de repoblación forestal.
- Altura: variable: entre 1,5 (en el sector más occidental y próximo al Puntal) hasta los 30-40 metros en el sector más oriental y correspondiente al sector "fijado", en principio, por el pinar.
- Dimensiones: El conjunto alineado ofrece una longitud superior a 1,6 km
- Importancia de su estudio: sector en fase regresiva. Existe descalzamiento de todas las dunas anexas a la orilla de la ría.

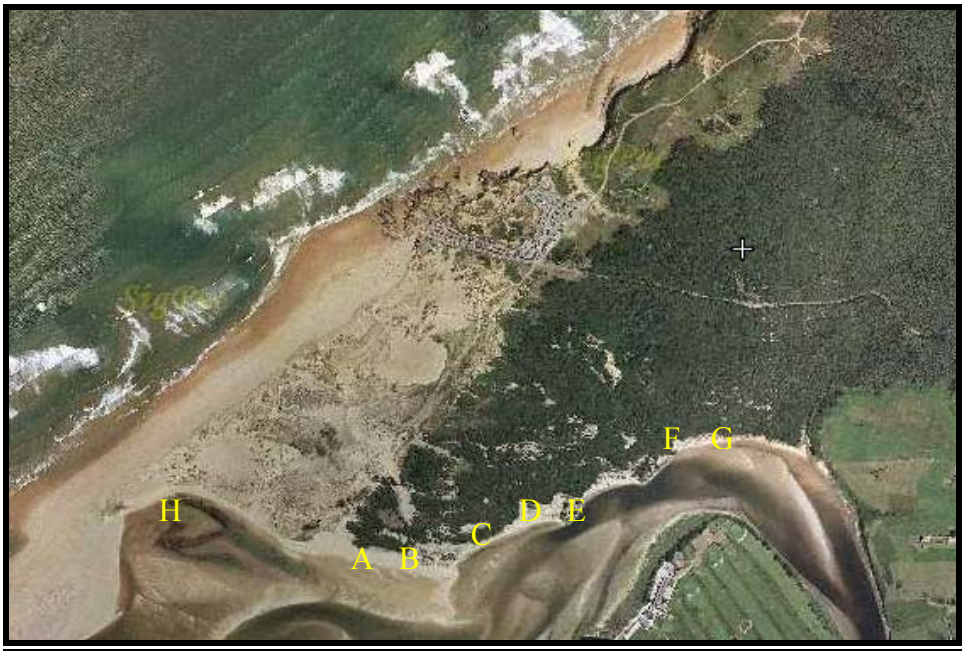


Fig. VII-36.- Localización y sectores estudiados de las playas estuarinas en retroceso.

El seguimiento de estas dunas sólo ha podido realizarse de forma ciertamente elemental: una escala métrica, el medidor por ultrasonidos y la observación mes a mes de la posición de las arenas tomando puntos de referencia (estacas instaladas por el Gobierno de Cantabria en el año 2002, árboles, etc.).

- **Resultados del seguimiento:**

-***Sector A***: (Fig. VII-36). En este tramo, la erosión se ha determinado a partir de la medición desde la raíz de un árbol desarrollado en las arenas dunares. Es una zona que dibuja en planta un pequeño entrante cuyas orillas están colonizadas por pinos. Entre el año 2002 y el 2007, el retroceso ha sido de 1 m aproximadamente, por lo que su tasa

media anual de erosión se encuentra entorno a los 20 cm/año (ver Fig. VII-6 y Fig. VII-37).

Fig. VII-37- El círculo blanco señala la posición del sector A, zona escogida para mediciones. Imagen tomada en marea baja.

-<u>*Sector B*</u>: La erosión en este sector fue para ese periodo de 1,79 m y se estableció a partir de las raíces del arbolado. Así pues, la tasa media anual de retroceso fue de unos 36 cm /año (Fig. VII-38).

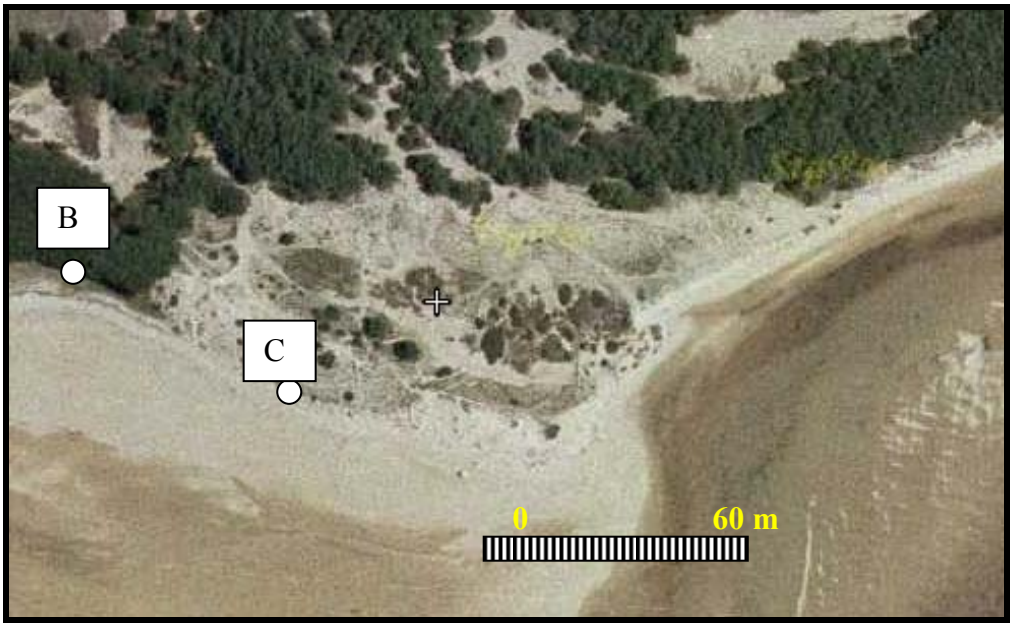


Fig. VII-38.- Localización de los puntos de medición B y C.

***-Sector C*:** El punto de referencia fueron las estacas marcadas y referenciadas respecto al escarpe de la duna. Se puede observar en la Fig. VII-39 que, para el año 2007, buena parte de las estacas habían desaparecido. El retranqueo en este punto fue de 2,55 m en 5 años por lo que su retroceso medio es de 0,55 m/año.

Fig. VII-39.- Vista del Sector C. En primer plano de la imagen de la izquierda se pueden observar las estacas que utilizadas para el seguimiento. A la derecha, se puede advertir cómo en Julio de 2007 han desaparecido las que se encontraban en las proximidades de la duna (flecha). El círculo amarillo marca la posición de una de las estacas de referencia.

***-Sector D*:** Forma una playa cóncava con dunas que apenas superan los 4 m de altura. A partir de una estaca se ha podido determinar una erosión de 1,97 m para los últimos 5 años (0,39 m /año de retranqueo) (Fig. VII-40).

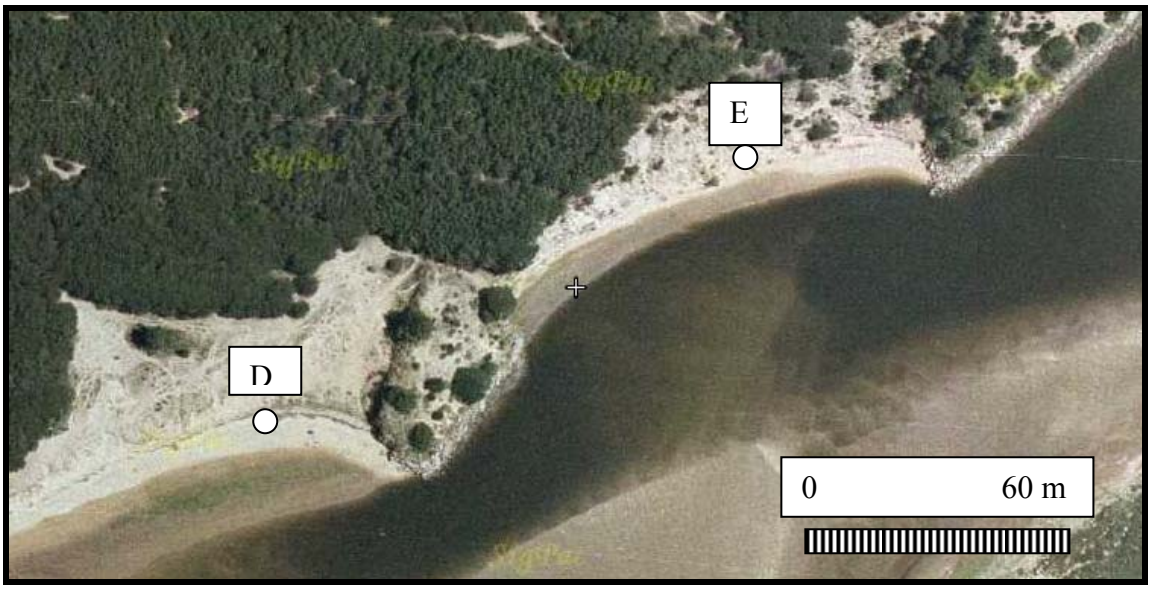


Fig. VII-40.- Localización de los puntos de medición D y E.

-<u>*Sector E*</u>: La morfología de la playa estuarina es muy similar a la anterior. En este lugar, el retroceso fue de 3,42 m (Fig. VII-41) en cinco años y protagonizado por diversas coladas de arena con acompañamiento de la caída de arbolado (0,68 m/año de regresión dunar) (Fig. VII-41).

Fig. VII-41.- Vistas de las estacas que han servido para medir el retroceso del escarpe de la duna en el sector E. El círculo amarillo identifica la estaca de seguimiento.

-<u>*Sector F*</u>: Como en los anteriores se usaron de referencia las estacas existentes en este sector. Es una playa de varios centenares de metros y cuyo retroceso medio se encuentra en torno a los 4,04 m entre el año 2002 y el 2007 (0,81 m/año de retroceso) Fig. VII-42 y 44.

Fig. VII-42.- Deslizamiento de coladas de arena en las proximidades del sector F. (Julio de 2004).

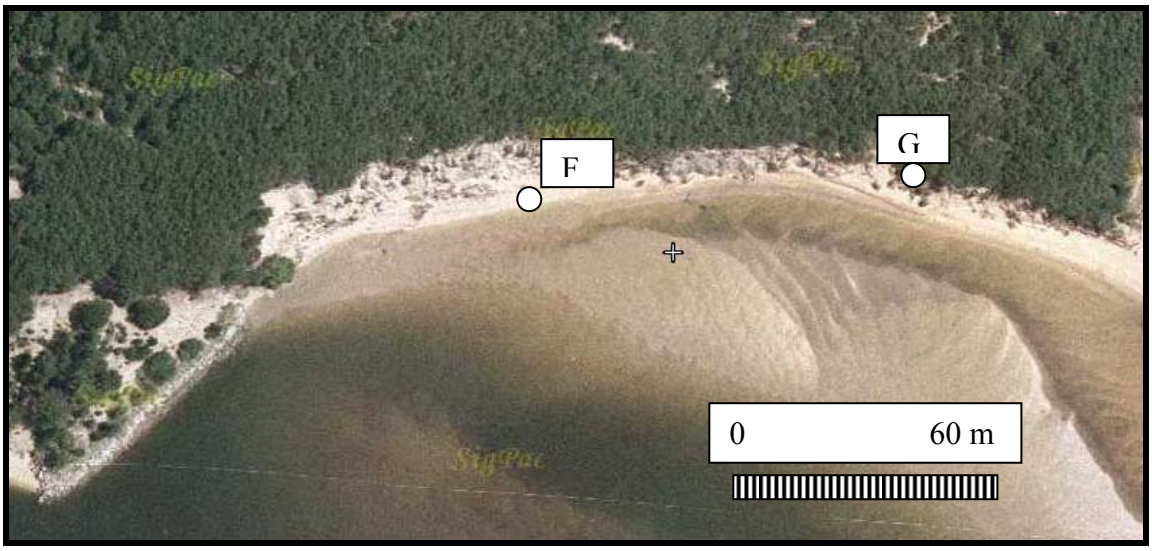


Fig. VII-43.- Localización de los sectores F y G.

-*Sector G*: El retranqueo de este sector dunar se hizo a partir de las medidas tomadas en 2 gruesas raíces que, en el año 2000, ya se encontraban "flotantes" sobre la playa. La tasa media en este tramo es de 1,48 a 1,77 m (0,29 a 0,35 m/año de regresión) Fig. VII-43 y 44.

Fig. VII-44.- Árboles al borde de la orilla de la ría. Sus raíces quedan cubiertas por el agua frecuentemente. Sector G.

- ***Sector H*****:** Hay que destacar que la toma de medidas en este paraje, ubicado cerca de la desembocadura, se iniciaron en el año 2002 pero se interrumpieron a consecuencia de la pérdida de los puntos fijos (vallado) como se puede apreciar en la Fig. VII-45.

Fig. VII-45.- Desaparición del vallado que servía de referencia para la medición del retroceso de las dunas en este sector H.

*** Causas de la erosión:**

Las posibles causas de este retroceso sólo pueden ser inferidas a partir de las observaciones efectuadas en el trabajo de campo. Por un lado, se debe señalar, tal y como se ha podido observar a marea alta, que el agua ha sido el principal agente de erosión por socavación. Pero existen otros factores como: la fuerte pendiente de muchas de estas dunas (por encima de los 9º) que facilitan por igual los deslizamientos de arena; las áreas con vegetación arbórea (pinar) emplazadas en dichas dunas, terminan por

ceder y caer por efecto de la gravedad o “llamada al vacío”. Este fenómeno propicia un efecto dominó: cuando cae un árbol, éste arrastra a otros pinos inmediatos a partir del enraizamiento superficial que existe entre ellos.

Otro efecto negativo del pinar se manifiesta sobre las márgenes dunares. El arbolado, plantado para la fijación de las dunas e impedir los procesos de colmatación del estuario, han sido realmente eficaces. Esto es debido a que captan consecuentemente las arenas procedentes del litoral en la zona de barlovento, impidiendo su llegada al sector de sotavento, el más afectado por la erosión. Esto supone, que no llegan los aportes necesarios para el equilibrio de la duna. Por lo tanto, en la margen de la ría solo existen a día de hoy procesos erosivos.

7.5.- CONSIDERACIONES SOBRE EL SISTEMA DUNAR:

- **Conclusiones:**

En definitiva, sólo queda señalar los siguientes aspectos:

1.- Desde el punto de vista metodológico, el empleo de la *fotogrametría terrestre de objeto cercano* parece ser un buen instrumento para realizar el seguimiento de las dunas, ya que implica menos dificultades y tiempo que la "*topografía convencional*". De todas formas hay que proseguir su experimentación para obtener de este sistema un mayor rendimiento y subsanar las posibles carencias que pudieran surgir.

2.- A partir del estudio de las dunas más significativas de Liencres se ha detectado un proceso de degradación continuo del sistema dunar, además del espectacular evento que ocasionó la rotura del “*Puntal*” en 1995.

3.- Sólo hay dos dunas que crecen de forma considerable y presentan recuperación: la duna móvil del “*Puntal*” y la duna móvil “*Central*”.

4.- Los procesos erosivos de las dunas de Liencres bañadas por el estuario, parecen estar favorecidos por la conjunción de varios factores: la acción de las mareas, la inclinación de las dunas e, incluso el peso del arbolado existente.

5.- Respecto al estudio efectuado en la duna denominada "*lingüiforme*", destacar que su avance se realiza de forma progresiva desde su nacimiento a una media de unos 5-12 m al año en función de las condiciones meteorológicas registradas a lo largo del tiempo. Esto implica que la vaguada ocasionada por los efectos de la cantera puede ser recuperada en un corto espacio temporal (5-10 años). A partir de entonces, la evolución de la duna, una vez entre en contacto con el pinar de repoblación, no deja de ser una incógnita, ya que puede producirse tanto un bloqueo como un recrecimiento de la duna desarrollando una "*climbing dune*" y, la consiguiente fosilización del pinar transcurrido unos años. También puede ocasionarse la interrupción del crecimiento de la duna en la horizontal a favor de un incremento en la vertical, o bien el inicio de un proceso de colonización por parte de la vegetación.

6.- Los mayores avances de la "Duna Lingüiforme" se han producido en relación con los períodos húmedos y, coincidiendo con la mayor incidencia de tormentas en la costa. Al contrario de lo que ocurren en zonas áridas.

7.- La génesis y la morfología de esta duna están controladas principalmente por la topografía. Ella encauza y determina el funcionamiento eólico en este sector propiciando la existencia de un viento dominante, el NW, que induce de forma mayoritaria a una progresión en un solo sentido. Los años en que los vientos de este cuadrante tienen poca frecuencia y/o intensidad, la duna apenas experimenta crecimiento (caso del segundo año de medidas). En caso contrario, puede sobrepasar los 11 m al año (caso del primer año de medidas).

8.- El resultado de los índices del análisis sedimentológico de las arenas de la duna, no presenta diferencias importantes en su perfil. Los mismos contrastes granulométricos y de presencia de carbonatos parecen estar en relación con aspectos micro-topográficos de la duna. En sus sectores más expuestos, existe un mayor porcentaje de carbonatos vinculado al incremento de la granulometría y a la reiterada presencia en ellos de bioclastos muy susceptibles a los transportes eólicos por su forma y peso. Por lo tanto, en la cresta de la duna es donde se encuentran las granulometrías más gruesas y el mayor número de bioclastos. Por otro lado, en las áreas deprimidas "*blowouts*" así como

en las planicies internas de la duna y laderas de sotavento el efecto es el contrario: aumentan los cuarzos y disminuye el tamaño de grano.

9.- Para terminar y, en relación al tramo dunar existente en el "Puntal" de Liencres, destacar que después del evento de 1995, se preveía una recuperación en unos 10 años de este sector (A.A.V.V., 1996). Como se ha podido apreciar esta predicción no solo no se ha cumplido sino que el proceso erosivo ha continuado. Explicar las causas de esta tendencia regresiva será objeto en el siguiente capítulo VIII.

7.6.- ANÁLISIS DEL SISTEMA "*PLAYA-DUNA-ESTUARIO*":

Una vez establecida la movilidad y evolución de las dunas, es conveniente conocer las distintas relaciones entre los sistemas "playa"-"dunas"-"ría". Sus interferencias dinámicas pueden intuirse mediante la mera observación del funcionamiento litoral, dunar y de la propia ría. No obstante, se intentará en este apartado, a partir del análisis granulométrico y morfométrico (realizado en diversos puntos cercanos al estuario (Fig. VII-46), entender de modo más riguroso el funcionamiento de los procesos existentes en Liencres.

7.6.1.- NATURALEZA GRANULOMÉTRICA Y LITOLÓGICA DE LOS SISTEMAS:

A continuación, se evaluará el papel concerniente al elemento constituyente básico que configura tanto el sistema dunar, como la playa y las llanuras intermareales del estuario: la arena.

- Aspectos granulométricos y morfoscópicos de los distintos sistemas (Fig. VII-46 y Tabla VII-III):

Se han tomado en total de 21 muestras (Fig. VII-46) cuyos resultados han sido expuestos en la Tabla VII-III. En ellas se analizará tanto las formas de las curvas que pueden indicar procesos o dinámicas, como los histogramas que sugieren el grado de clasificación del material.

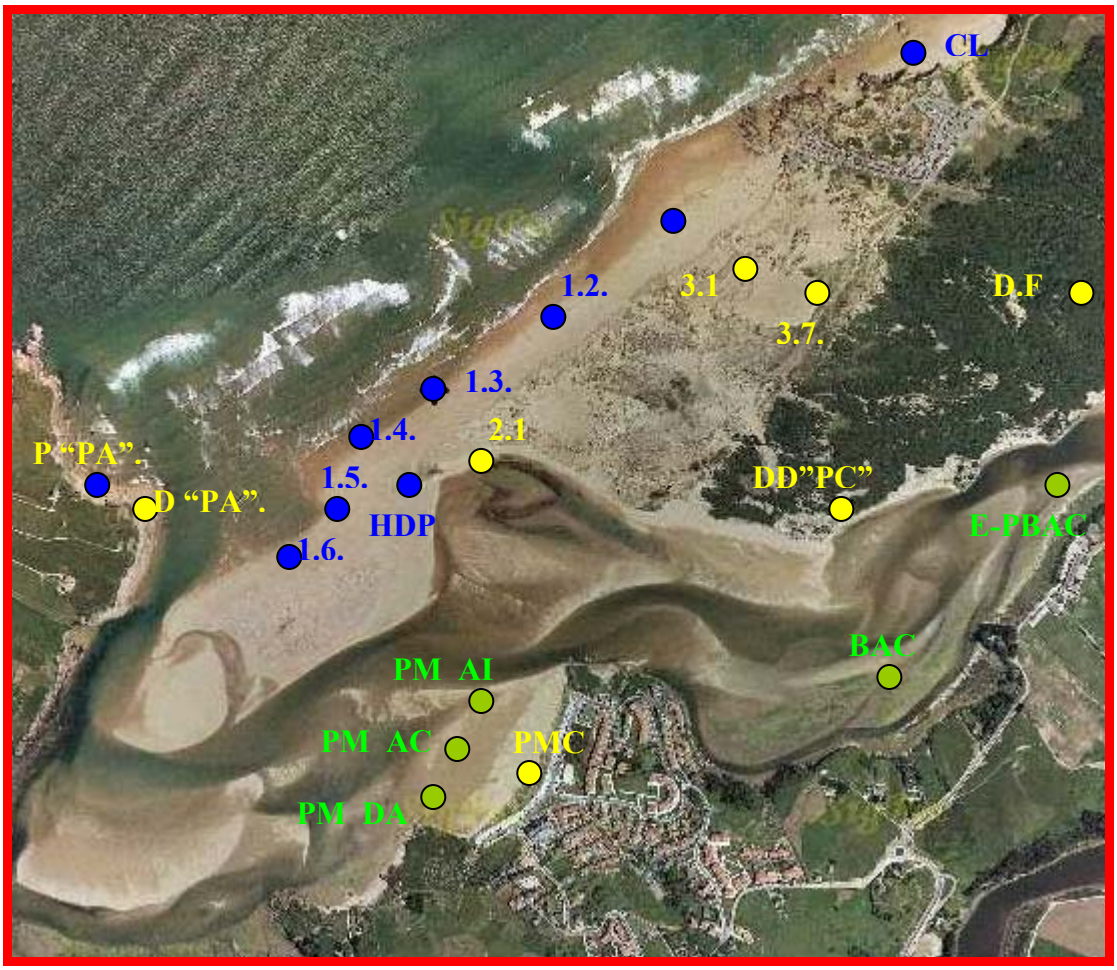


Fig. VII-46.- Localización de los puntos de muestreo en las inmediaciones del Estuario del Pas.

1.- Granulometría de los sedimentos arenosos de las playas (Fig. VII-46 y 47):

Respecto a las arenas de la playa de Liencres, sus características granulométricas fueron definidas ya en un capítulo anterior dedicado a la dinámica litoral. Simplemente recordar cómo se advertía un cierto incremento del tamaño de los granos en los segmentos playeros más cercanos a la desembocadura. El tamaño medio de estos materiales finos oscilaba entre 0,32 mm en el punto más lejano del Puntal (al NE de la flecha), y los 0,36 mm en las zonas inmediatas al mismo. Luego, es posible, que sea el "*Puntal*" el principal receptor de las arenas procedentes tanto desde el litoral, como de los sectores internos del estuario. Desde este sector, las arenas se reparten en sentido W-E por efecto de la acción de la corriente dominante. La acción de fricción y deflación del oleaje, reduce finalmente el tamaño de los granos en esta dirección. Es decir, la

llegada de materiales se produce desde el tramo de desembocadura del río Pas hacia el NE del campo eólico. Esto se debe a que, como ya se ha visto, el oleaje tiende a concentrarse en este sector y, además, es la zona de evacuación de sedimentos del río.

Otro hecho que confirma las observaciones anteriores es de naturaleza granulométrica: la muestra extraída en la playa de "Punta del Águila (P"PA" en Fig. VII-47), localizada más al oeste y en la bocana occidental del estuario, tiene un tamaño de grano medio bien diferente: 0.59 mm. Sin embargo, esta dinámica de corrientes puede verse alterada y cambiar a una dirección NE-SW. En trabajo de campo se ha podido apreciar cómo, en situaciones en las que el oleaje procede del NE y N, se produce una corriente de deriva en dirección al "*Puntal*".

La clasificación de los materiales es muy buena, tal como lo indican por un lado, el trazado de las curvas y por otro, los valores del índice de Trask, siempre muy bajos (entre 1,10 y 1,12), a excepción de la playa externa antes mencionada y correspondiente a la muestra P "PA" que analizaremos en detalle con posterioridad. La mayoría de estas acumulaciones presentan "asimetría hacia finos", a excepción de las que tienen los tamaños más finos (1.1., 1.2. y 1.3) y, siendo todos ellos "muy platicúrticos".

Desde el punto de vista morfoscópico, entre los cuarzos trabajados por la acción marina, se han advertido algunos granos redondeados y de brillo mate de clara naturaleza eólica (un 10%). La procedencia puede ser bivalente:

	Trask	Simetría	Curtosis	Krumbein	Tamaño medio	Tipo Arena
PLAYAS						
1.1	1,11	MAG	MP	-0,002	0,32 mm	Media
1.2	1,10	MAG	MP	0,0089	0,32 mm	Media
1.3.	1,10	Simetr	MP	0,0015	0,34 mm	Media
1.4.	1,12	AF	MP	0,0024	0,36 mm	Media
1.5.	1,11	AF	MP	0,0059	0,35 mm	Media
1.6	1,15	AF	MP	0,0012	0,36 mm	Media
P"PA"	1,32	AF	MP	0,0226	0,59 mm	Gruesas
CL	1,10	MAG	MP	0,0089	0,31 mm	
LLANURAS INTERMAREALES						
E-PBAC	1,31	MAF	MP	0,0337	0,20 mm	Fina
PBAC	1,38	MAF	MP	0,0286	0,22 mm	Fina
PM_AI	1,12	MAG	MP	0,0022	0,34 mm	Media
PM_AC	1,38	MAG	P	-0,0403	0,32 mm	Media
PM_DA	1,12	MAG	MP	0,0023	0,35 mm	Media
DUNAS						
2.1.	1,11	AG	MP	-0,0021	0,35 mm	Media
DDPC	1,10	MAG	MP	0,0014	0,33 mm	Media
DF	1,39	MAG	MP	-0,0215	0,29 mm	Media
PMC	1,11	AG	MP	0,0058	0,34 mm	Media
D"PA"	1,10	MAG	MP	0,0014	0,33 mm	Media
3.1.	1,10	AG	MP	0,0014	0,34 mm	Media
3.7.	1,10	MAG	MP	0,0014	0,32 mm	Media
HDP	1,11	AF	MP	-0,0022	0,35 mm	Media

TABLA VII-III.- Índices granulométricos resultantes de las muestras relativas al conjunto playa-duna-estuario de Liencres (dunas, llanuras intermareales del Estuario del Pas y playas próximas). SIMETRÍA: MAF-muy asimétrico hacia finos; MAG- muy asimétrico hacia gruesos; AF: Asimétrico hacia finos; CURTOSIS: EL-Extremadamente Leptocúrtico; ML-Muy Leptocúrtico; L: Leptocúrtico; MP-Muy Platicúrtico.

- La otra posibilidad es que puedan pertenecer a dunas más antiguas y que, por efecto de las "suradas" coincidentes con frecuencia con vientos muy fuertes, hayan vuelto a la línea de playa y a las dunas embrionarias.

Respecto al resto de los granos presentes en la playa de Liencres, cerca de un 32% presentaban formas aristadas, otro 33% de los granos eran subangulares y un 22% subredondeadas por efecto de la dinámica marina.

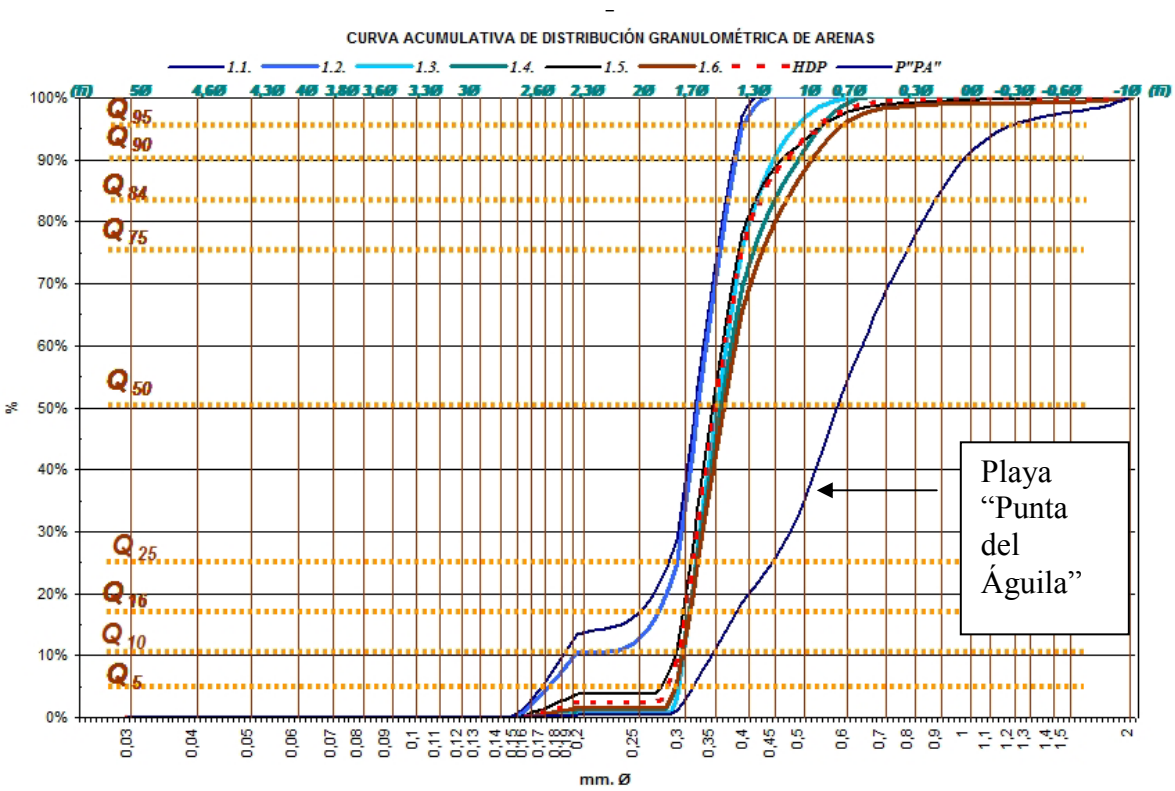


Fig. VII-47.- Curvas de acumulación en las Playas de Liencres y del Águila.

2.- Granulometría de las dunas y las playas estuarinas (Tabla VII-III y Fig. VII-46, VII-48 y VII-49):

Se han tomado muestras en distintos puntos (Fig. VII-46), tanto en dunas móviles (3.7. y 3.1, 2.1 y HDP), como en otras fijadas por la vegetación (D"PA, DF y DDPC). También se ha analizado la playa estuarina de Mogro (PMC) para observar posibles relaciones.

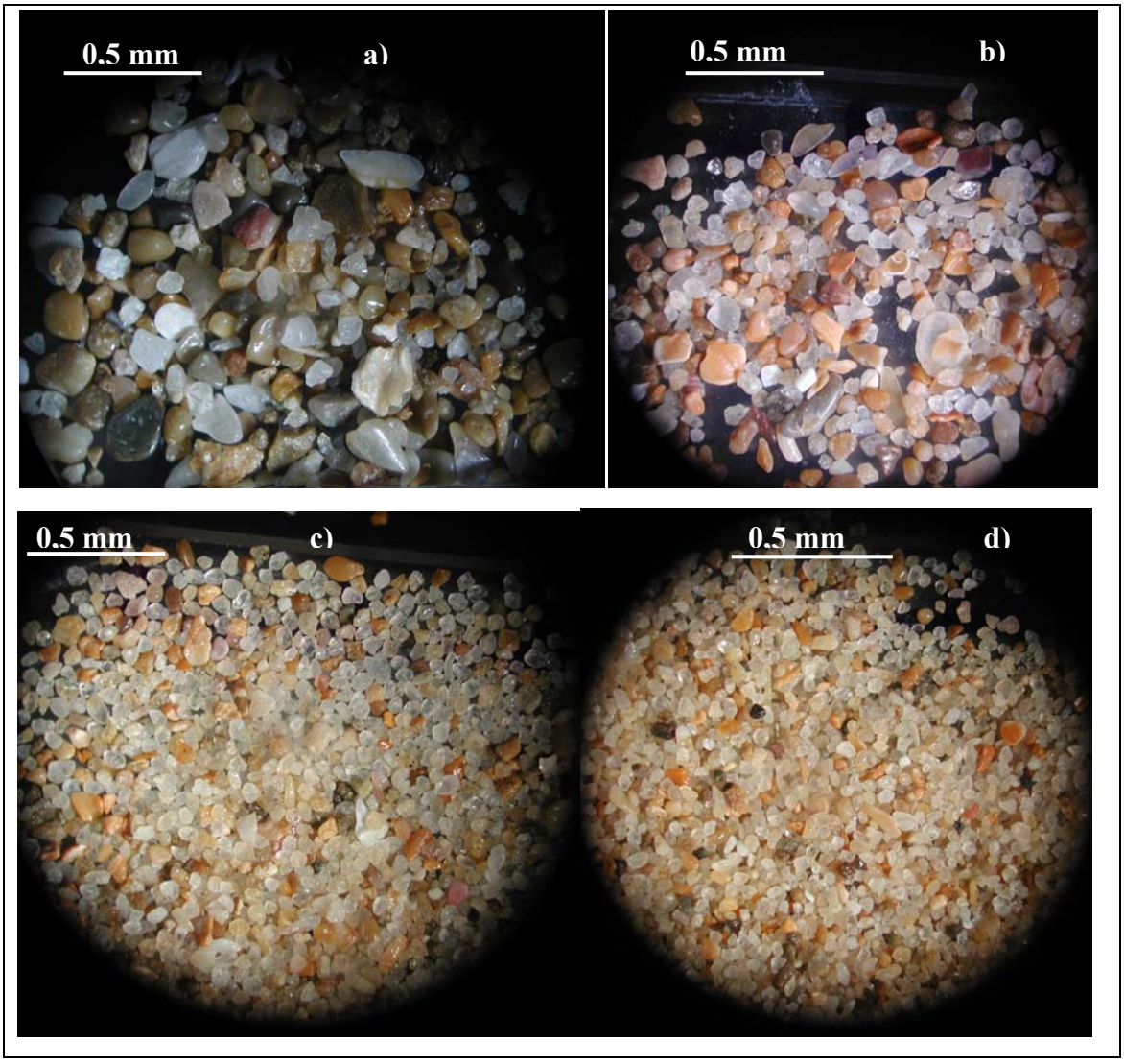


Fig. VII-48.- Arenas vistas al microscopio procedentes de la línea de playa: a) "Puntal" (1.4.); b) berma en las inmediaciones a la Duna Piramidal (1.3.); c) berma del tramo medio de la playa (1.2.); y, d) berma en el extremo NE de la playa de Liencres (1.2.).

En este caso se examinará específicamente las peculiaridades granulométricas de cada una:

A) Dunas móviles:

- Las muestras **3.1.** y **3.7.** corresponden a la denominada "*duna Lingüiforme*" analizada en detalle en el capítulo anterior pero que volvemos a retomar con unas muestras tomadas en superficie en el año 2000 relativas al sector de arranque o inicio de la duna ("*toe dune*") y al frente de deslizamiento a sotavento. Las dos tienen una buena clasificación (Índice de Trask de 1,10) y son "muy platicúrticas". Pero incluyen tamaños de grano diferentes, la muestra correspondiente al "*toe dune*" con 0,34 mm y, la más alejada de la playa, la 3.7. con 0,32 mm. Esto implica a su vez distintas simetrías por lo que la primera es "asimétrica hacia gruesos y la segunda "muy asimétrica" hacia la

misma fracción. Resaltar que aproximadamente el 12% de los granos en la muestra **3.7.** ofrecen en su superficie impactos eólicos.

- La muestra **2.1** pertenece a la denominada "Duna móvil del Puntal", analizada igualmente en un apartado anterior. Como ya se estableció, sus arenas son las que tardan menos tiempo en realizar el recorrido entre la playa y el estuario, en apenas unas decenas de metros, por lo que se puede explicar el que se encuentre entre los mayores tamaños de grano (0,35 mm) aunque, su índice de Trask sigue siendo de una buena clasificación (1,11). En este caso, el 16% de los granos son muy aristados, el 41% son subangulares, el 33% presentan redondeamiento y, el resto (9% aproximadamente), madurez eólica.

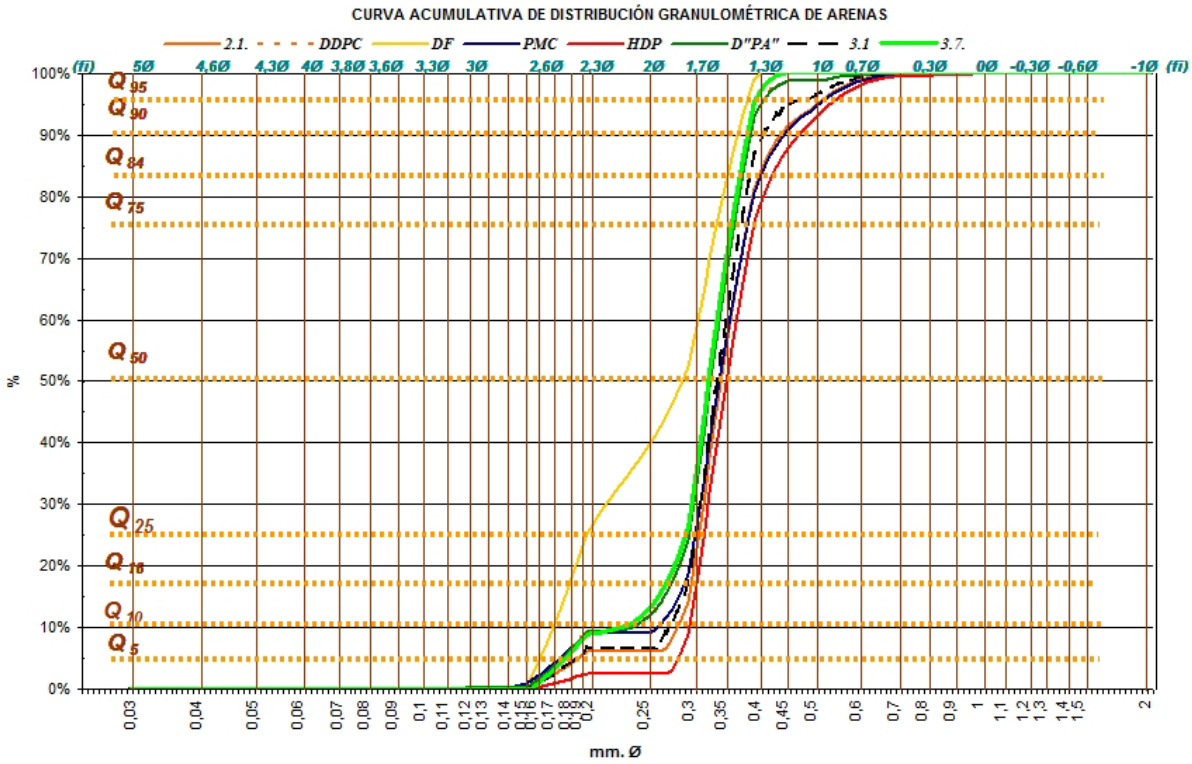


Fig. VII-49.- Curvas acumulativas de las dunas y playas estuarinas de Liencres.

B) Dunas Fijas:

- La muestra **"DDPC"** pertenece al grupo de las dunas "fijas", en este caso, a un médano que sufre erosión en la margen bañada por la ría. Son arenas muy bien clasificadas (1,11) con "muy platicúrticas" y "muy asimétrica hacia gruesos" con un tamaño medio de grano de 0,33 mm. Hay que destacar de ellas un hecho relevante, más

del 60% presentan una forma redondeada y un 21,8%, rasgos de una nítida intervención eólica. Por lo tanto, a pesar de su lejanía de la orilla del mar respecto a otras, es nítida la influencia de este medio y también el origen de los granos que componen este sector que proceden desde el litoral con destino al estuario y, cuyo viaje, ha sido interrumpido por la fijación ejercida por el pinar existente.

- La muestra **HDP:** corresponde a la duna formada por el desmantelamiento de la duna "Piramidal". El interés de analizarla es principalmente, terminar de confirmar que se está generando por el efecto de regresión de la duna del "Puntal" o "Piramidal". Se puede decir de la misma que el índice de Trask (1,11) coincide con la media, siendo "asimétrica hacia finos", "muy platicúrtica" y con un tamaño de grano moderado (0,35 mm). Sin embargo, su análisis morfoscópico, comparado con unas muestras tomadas de lo alto de la duna en recesión, confirman su origen. En efecto, el techo de la "Duna Piramidal" tenía una morfometría de 16% de granos aristados, 46% de subaristados, 34% de subredondeados y un 4% de redondeados mate. Muy similares a los 13%, 46,3%, 33,3% y 7% respectivamente de la muestra "HDP".

- Muestra **DF**: pertenece a una rampante ("*climbing dune*") en el seno del bosque fitoestabilizado de Liencres, muy alejada de la playa y, por lo tanto, posiblemente asociada a uno de los arenales más antiguos de entre los analizados hasta el momento. Aunque pueda sorprender, su clasificación es de las peores con un índice de Trask de 1,39, "muy platicúrtica" y "muy asimétrica hacia finos". Es por ello, que presenta la curva más distanciada del grupo investigado. Aunque, el tamaño medio de grano es de los más bajos (0,29 mm), fruto de la importante distancia que la separa de la playa (1,3 km aproximadamente). A pesar de ello, es la que ofrece a la lupa binocular las características de dinámica eólica más nítidas con más de un 23% de granos redondeados mate y casi un 35% de subredondeados.

- Muestra **D "PA":** se corresponde a la fracción arenosa sustraída en el entorno de la "Playa del Águila", margen occidental del estuario y, por ello, separada por la ría del complejo dunar de Liencres. A pesar de ello, presenta la misma curva acumulativa que la duna "lingüiforme". Su clasificación es igualmente buena (índice de Trask de 1,10), "muy asimétrica hacia gruesos", "muy platicúrtica" (como casi todas las muestras) y un

tamaño medio de grano de 0,33 mm. Presenta un alto número de granos subredondeados (33%) y, sobre todo de "subangulares" y ningún grano redondeado mate. Esto se debe a varios factores: su proximidad a la "Playa del Águila" con una pronta fijación por *Ammophila arenaria* y un suministro importante de origen fluvial (62,5% de cuarzos frente al 37,5% de bioclastos).

- Muestra **PMC**: se corresponde a la estrecha berma de la playa estuarina de Mogro, también llamada de "Usil". Su curva de acumulación es muy similar a la que presenta la muestra obtenida en la "hombrera" de desmantelamiento de la "Duna del Puntal". Sus características granulométricas indican una clasificación buena (1,11 en el índice de Trask), "muy platicúrtica" y "asimetría hacia gruesos" con un tamaño medio de 0,34 mm. Su análisis morfoscópico desvela su carácter predominantemente fluvial donde un 74,3% de los granos son aristados y subangulares. Sin embargo, existe presencia de granos modelados por la acción del viento (5,9%) procedentes, bien de la pequeña duna tabular inmediata, o derivados del transporte realizado por la *marea llenante* de los materiales procedentes del cordón dunar de Liencres hasta este sector.

3.- Granulometría de bancos de arena y llanuras intermareales (Tabla VII-III y Fig. VII-46. Ver Fig. VII-50):

Las llanuras intermareales, se podrían dividir en dos grupos: a uno pertenecerían los bancos de arena internos del estuario: E-PBAC y BAC. Y en el otro, se incluirían las llanuras intermareales próximas a la desembocadura anexas a la "Playa interior" de Mogro (PM "AD", PM "AC", PM "AI").

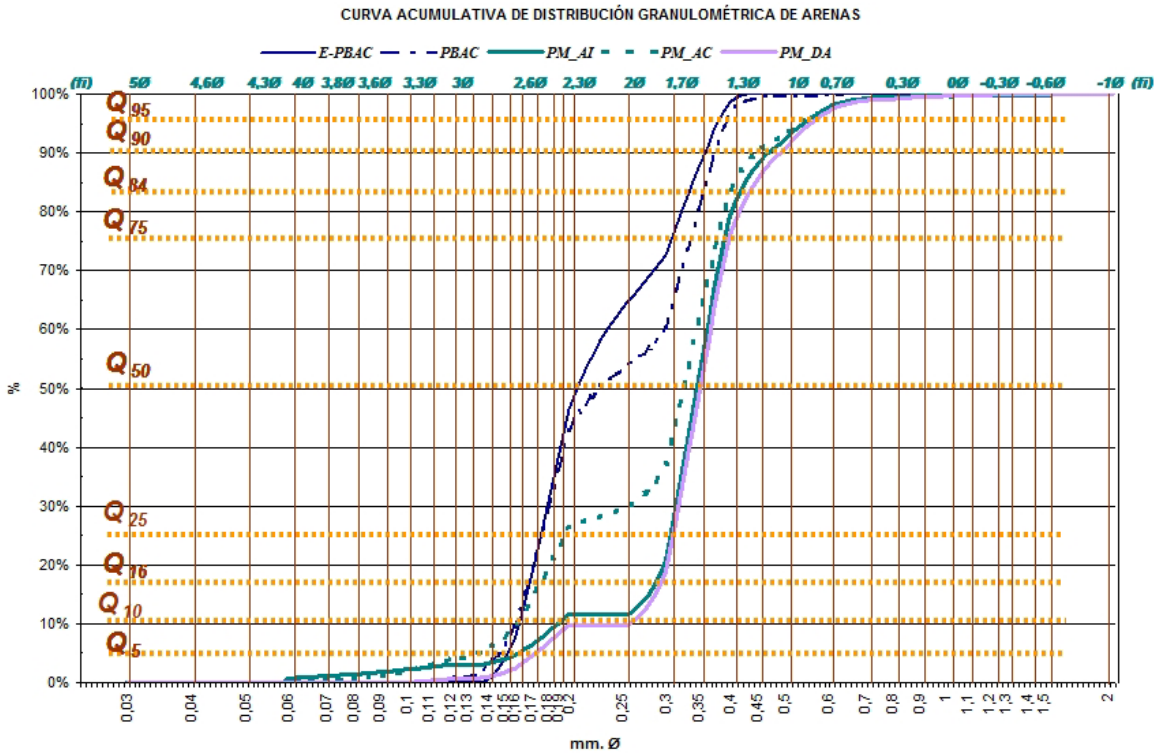


Fig. VII-50.- Curvas granulométricas de los materiales finos asociados a las formaciones del estuario.

De la observación del gráfico donde se representan las curvas acumulativas (Fig. VII-51) se puede desprender las diferencias existentes entre los bancos de arena del sector medio-interno del estuario respecto a las llanuras intermareales del ámbito más próximo a la desembocadura. Las segundas son curvas "sigmoidales" y las segundas no los son tanto. Los índices corroboran estas hipótesis con índices de Trask moderados (1,38), tamaños de grano bajos (0,20 y 0,22 mm) apenas afectados por la presencia de bioclastos que suelen incrementarlo (12% de bioclastos frente a un 88% de cuarzos) y "muy asimétricos hacia finos". Estos bancos de arena están constituidos por sedimentos de naturaleza más fina que el primer grupo debido a la influencia fluvial y a los efectos del proceso denominado de "floculación"; es decir, a la existencia de fangos, típicos de estuario, producto de la mezcla de las aguas dulces con las saladas. Morfoscópicamente, la existencia de un mayor número de cuarzos aristados confirma la procedencia fluvial y las curvas no son tan sigmoidales como las del primer grupo y por eso la clasificación tampoco es buena, asimilándose más a las curvas de tipo fluvial (Fig. VII-50). Por su lado, las llanuras intermareales presentan un sensible aumento de arenas de origen biológico (un 30%) y una clasificación mejor (1,12 de índice de Trask) a excepción de la muestra PM "AC" con un índice de Trask igual a la de los bancos de arena (1,38) y una curva en transición entre estos últimos y las llanuras intermareales, a pesar, de que

se encuentra flanqueada por las otras dos (PM "AI" y PM "AD"). Por ello, es de suponer que, en buena parte, es suministrada por los canales evacuadores del estuario desde los bancos de arena de aguas arriba, mientras los otros ya tienen mayor influencia de las mareas. Aún así, estas tres muestras disponen de un importante componente fluvial ya, que más del 70% del material arenoso está compuesto por cuarzos aristados y subangulares.

Para terminar este grupo, solo mencionar que tanto en los bancos de arena como en las llanuras intermareales, se aprecian a la lupa binocular, cuarzos con distintos accionamientos: fluvial, eólica y en menor medida, marinas. Es de suponer que los cuarzos redondeados y mates provienen del desmantelamiento del sistema dunar en la margen de la ría, hecho que fue verificado en los trabajos de campo.

4.- Análisis comparativo con otros sectores (Tabla VII-III y Fig. VII-46):

En este apartado se estudian: las dunas internas del estuario en la playa de Mogro y de las playas que la flanquean y que son más próximas a Liencres: "Punta del Águila" (P"PA") al W y Canallave al E.-CL- (Fig. VII-46):

El hecho de comparar la granulometría de playas que no pertenecen a Liencres, puede servir para determinar el origen y proximidad de la "fuente alimentadora" de las arenas que componen cada una de estas playas y su relación con Liencres a través de la dinámica litoral. Sí resultan curvas distintas e histogramas distintos, es que las dinámicas que actúan en estas playas difieren de las que se dan en Liencres. En la Fig. VII-47, se aprecia que sólo las arenas analizadas de "Punta del Águila", (al W de Liencres), presenta una clasificación muy diferente a las del resto (Playas de Liencres, "Canallave" y Mogro).

Las arenas de "Punta del Águila", ya comentadas, presentan una granulometría más gruesa y, vinculada, a una mayor abundancia de bioclastos (conchas y restos de moluscos). Además no contiene granos que hayan sufrido acción eólica, a pesar de la proximidad al cordón dunar de Liencres (escasamente 100 m). Luego, no parece existir un intercambio desde el complejo dunar. Esto, unido a una muy mala clasificación de los tamaños con respecto a las otras playas, está sugiriendo una dinámica totalmente

distinta. El tamaño medio de los granos es bastante alto comparado con el resto de playas: 0,59 mm. Lo mismo acontece con el Índice de Trask, con un valor de 1,32. Una vez estudiado el terreno, se puede afirmar que, efectivamente, el origen de las arenas que componen esta playa es fruto de la acción de un enérgico oleaje que actúa en los acantilados de "Punta del Águila" que flanquean sus segmentos playa.

La "Playa de Canallave" (muestra CL-) se encuentra al Este de Liencres, y muy próxima al complejo dunar. La curva de acumulación no se ha representado al superponerse con la 1.2. Es muy similar al trazado de las curvas resultantes de la playa de Liencres. La clasificación es igualmente buena como la que presentaba Liencres, con el mismo índice de Trask (1,10) y tamaño medio del grano muy similar (0,31 mm).

Al microscopio existen granos que han sufrido la acción eólica (12%), por lo que definitivamente, esta playa se nutre por un lado de las arenas arrastradas desde las dunas de Liencres por la dinámica de corrientes. Por otro lado, estas arenas eolizadas, también pueden provenir de unas dunas rampantes que coronan el acantilado que delimita esta playa.

7.6.2.- NATURALEZA DE LOS SEDIMENTOS:

En el análisis de morfoscopia, se pudo observar cómo las dunas de Liencres se componían en buena parte de materiales silíceos: las dunas entre un 66% y un 76%; y los sectores de playa entre el 53% y 75%. Así pues, buena parte de este material presupone un carácter alóctono. Para identificar la procedencia de los sedimentos se ha realizado una campaña de muestreo y posterior análisis de los elementos mayoritarios que ascienden por el valle del río Pas hasta su cuenca media. En este caso han sido un total de 25 muestras bien distintas (Tabla VII-IV).

Como se puede apreciar, el análisis por difracción de Rayos-X de los sedimentos de la playa de Liencres, de las dunas y los bancos de arena acumulados en el estuario, revela un alto contenido de sílice (Tabla VII-IV).

ANÁLISIS QUÍMICO DE ELEMENTOS MAYORITARIOS		%								
	MUESTRA	SiO_2	$Al2O_3$	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	MnO	TiO_2
DUNA PIRAMIDAL	M-1 (base duna)	**74.85**	18.13	0.32	1.15	1.98	0.37	2.8	0.01	0.39
	M-2 (+ 4 m)	55.03	17.21	20.16	1.87	2.05	**0.25**	3	0.03	0.4
	M-3 (+ 6 m)	59.41	13.1	14.26	2.12	3.16	1.48	6.23	0.07	0.17
	M-4 (+ 7,5 m)	44.33	12.35	23.76	5.13	**5.52**	**3.96**	4.66	0.08	0.21
	M-5 (+10 m)	46.34	18.14	25.8	2	4.12	1.03	2.19	0.05	0.33
LLANURAS INTERMAREALES O BANCOS DE ARENA	ARENAL DEL PUNTAL (MURO)	**39.96**	**0.21**	27.8	**23.12**	2.9	**2.51**	3.12	0.02	0.36
	ARENAL DEL PUNTAL (TECHO)	42.91	0.36	**28.16**	19.92	3.16	2.8	2.16	0.02	0.51
	PLAYA DE MOGRO	**88.16**	5.4	2.53	1.46	1.4	0.34	0.39	0.04	0.28
	PLAYUCA	81.29	15.86	0.39	0.22	1.06	0.58	**0.18**	0.02	0.4
	BANCO DE ARENAS CENTRAL	53.02	16.81	23.08	0.67	3.2	0.83	2.27	0.02	**0.1**
MARISMAS	MARISMA CAMPO DE GOLF	67.91	18.17	3	0.43	**4.77**	3.15	2.05	0.01	0.51
	SCHOORRE MIENGO	70.99	18.15	3.7	0.23	2.07	**1.2**	3.19	**0.08**	0.39
	SLIKKE MIENGO	72.26	**20.16**	0.25	0.7	3.34	**1.25**	1.79	0.07	0.18
PLAYA DE USGO	PLAYA DE USGO	43.18	3.24	22.43	**20.77**	**4.51**	**2.28**	3.44	0.05	0.1
COLA ESTUARIO	PUENTE ARCE MURO	76.37	17.36	0.12	0.36	1.28	2.06	1.96	0.01	0.48
	PUENTE ARCE TECHO LIMOSO	77.04	16.28	0.02	0.24	1.86	2.29	2.04	0.01	0.22
	PUENTE ARCE TECHO ARENAS	76.39	17	0.86	0.42	1.27	1.86	1.87	0.02	0.31
	POINT-BAR	49.81	21.1	**0.01**	0.35	**0.2**	2.38	**25.01**	0.18	**0.96**
RÍO PAS	BARCENILLA (MURO)	80	15.36	0.09	0.23	1.17	1.6	1.24	0.01	0.3
	BARCENILLA (TECHO)	79.36	16.2	**0.01**	**0.17**	1.02	1.52	1.22	0.02	0.48
	RENEDO	78.55	12.17	4.85	0.32	1.07	1.44	1.29	0.01	0.3
MUESTRAS "BLANCAS"	IRUZ	70.23	16.15	4.09	3.12	2.15	2.68	1.26	0.01	0.31
	PALEODEPÓSITO CANALLAVE	70.11	16.39	4.16	2.14	2.01	1.68	3.06	0.02	0.43
	DUNA NÚCLEO CENTRAL	71.15	17.2	3.08	2.3	2.77	1.1	2.17	0.01	0.22
	BOSQUE NE DE LIENCRES	75.52	15.13	2.51	2.28	1.9	1.38	1.12	0.01	0.15

TABLA VII-IV.- Análisis químico efectuado en elementos de las dunas, bancos de arena, marismas, río Pas y Playa de Usgo. En rojo los valores máximos y en azul los mínimos.

La tabla muestra la composición de elementos, mayoritarios, detectados por análisis químico, de las acumulaciones tomadas en toda la cuenca del Pas. Se ha muestreado en depósitos de origen fluvial, bancos de arena y, finalmente, en dunas. La intención de este muestreo era la de observar sí entre ellas existían coincidencias mineralógicas. También se ha tomado una muestra en la playa de Usgo, para poder contrastar y determinar si existen aportes desde dicho sector y vinculadas a la corriente litoral. En la parte inferior de la tabla, se han colocado las muestras "blancas", es decir, muestras sedimentadas con anterioridad a la presencia contaminante del hombre, y por tanto, sabiendo que no son elementos introducidos antrópicamente. La selección de estas muestras "blancas", se ha efectuado principalmente en el dominio dunar en acumulaciones arenosas fosilizadas y a cubierto de las acciones aeróbicas. Tras la selección de los depósitos, la toma se hizo limpiando los perfiles lateralmente entre 1 y 0,5 m. Estos primeros análisis determinan cuáles son las proporciones de los siguientes elementos en los distintos ámbitos de la cuenca y estuario: sílice (SiO_2); aluminio (Al_2O_3); magnesio (MgO); manganeso (MnO); hierro (Fe_2O_3); calcio (CaO); titanio (TiO_2); de sodio (Na_2O); y finalmente, potasio (K_2O).

Lo primero a destacar es que, tanto en las dunas (Piramidal como las utilizadas como muestras "blancas") tienen un alto contenido en sílice, superando la media el 70%. Luego el sistema dunar, que se encuentra flanqueado por calizas cretácicas, está

principalmente formado por materiales de origen alóctono. Por otro lado, las llanuras intermareales internas del estuario muestran también un volumen mineralógico elevado registrándose el máximo de concentración en la playa "interna" de Mogro con un 88%.

Los mínimos (por debajo de 44%) se registran en la desembocadura ("*Puntal*") y la Playa de Usgo, en parte, debidos a un incremento notable de los bioclastos (conchas y caparazones de moluscos) apreciable en el análisis de CaO y MgO, dónde estos dos puntos tienen los máximo valores (por encima del 25% y 20% respectivamente).

En la mayoría de los puntos muestreados aguas arriba del estuario, se presentan también valores por encima del 70% en sílice

Respecto al aluminio, destacar que las proporciones para el ámbito de estudio oscilan entre el 12% y el 18%. Sólo parece existir una anomalía en las muestras del "arenal del Puntal" y "Playa de Usgo" donde los valores están por debajo del 4%, muy alejados del resto. Los motivos de este hecho, los desconocemos.

Por otro lado, los aportes de origen litoral quedan patentes en el contenido de potasio, donde el máximo se registra en la Playa de Usgo y en el "Puntal" (desembocadura), por ser este el primer punto de contacto con la deriva litoral arrastrando posibles aportes procedentes del emisario de Solvay (Playa de Usgo), que llegan desde sectores más occidentales.

7.7- SÍNTESIS INTERPRETATIVA DE LA GRANULOMETRÍA Y MORFOSCOPÍA: EL CICLO DE LAS ARENAS PLAYA-DUNA-ESTUARIO

a) Todos los arenales playeros analizados (salvo el de "Punta del Águila") ofrecen arenas de origen eólico. Estas son visibles en los bancos de arena del estuario y en la línea de playa de Liencres.

b) Los bancos de arena internos del estuario poseen materiales de distintos orígenes: fluvial, marino y eólico. Los granos de arena se incorporan a la ría en los sectores que se

encuentran en retroceso en la zona interna del estuario. A su vez, los granos de arena que no logran ser desalojados se incorporan al proceso de colmatación de los canales estuarinos con las demás arenas que provienen de aguas arriba del valle.

c) La arena de Liencres es de origen alóctono. Su naturaleza silícea se encuentra vinculada a las areniscas ricas en cuarzos de las facies: "Weald", "Purbeck" y de los estratos triásicos que afloran en diversos ámbitos de la cabecera y cuenca media del río Pas. Luego el aporte de materiales detríticos desde los acantilados próximos de naturaleza calcárea parece ser mínimo.

d) Las arenas del sistema dunar caídas en el estuario son expulsadas de él por sus corrientes y una vez en el mar alcanzan la playa de Liencres. Desde allí, y con el tiempo, volverán a ser movidas por el viento y transportadas nuevamente al complejo dunar. Es decir, se produce un *ciclo de playa-duna-estuario* que funciona desde hace mucho tiempo. Posiblemente, desde que existe el conjunto arenoso de la playa-dunas de Liencres a la salida del río Pas y al oeste de las mismas. Por lo tanto, una de las causas que puede explicar parte del retroceso de las dunas próximas a la ría puede estar en relación con el "efecto pantalla" producido por el pinar de repoblación (plantado en los años "40") que, obstaculiza la llegada natural de sedimentos desde la zona de playa o barlovento. Con su presencia y fitoestabilización ha quedado interrumpido el ciclo y, este área solo queda a expensas de la labor de "zapa" de las mareas (ver Fig. VII-51).

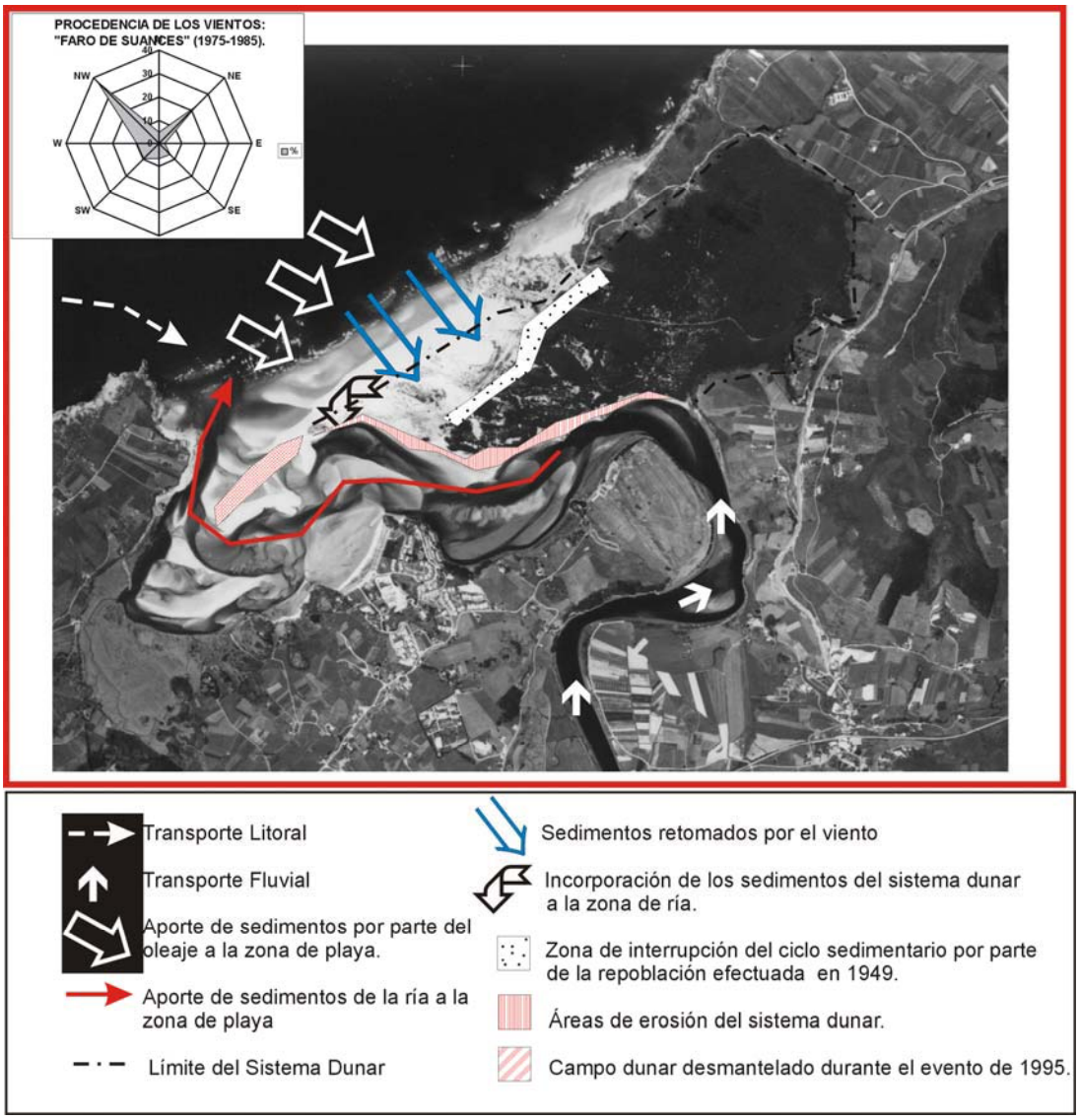


Fig. VII-51.- Dinámicas actuantes en el complejo playa-duna-estuario de Liencres.

CAPÍTULO VIII:

LOS PROCESOS EROSIVOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE LA ROTURA DEL PUNTAL EN 1995.

8.1.- CARACTERÍSTICAS DE LA EROSIÓN COSTERA.

El sistema playa-duna de Liencres se encuentra en la actualidad ante un proceso regresivo y de erosión bastante acuciante (ARTEAGA et al., 2002). En este marco, además, hay que destacar un fenómeno ocurrido en este paraje que no suele ser habitual en el conjunto costero peninsular. Hablamos de la desaparición de varios centenares de metros de la barra arenosa que cierra parcialmente el estuario del Pas en tan sólo unas de 24 horas y sin que, "*a priori*", las causas hayan sido exclusivas de la acción directa del oleaje. Es por lo tanto, el estudio de los factores que propician este notable deterioro, uno de los ejes principales de la presente Tesis y, en este caso, del capítulo que se aborda a continuación.

Para comenzar, hay que señalar que la erosión costera es un proceso natural registrado en las costas de todo el mundo. Entre el 70% y 75% de los litorales del planeta se encuentran en regresión (BIRD, 1985; NOAA, 2007; DAY, 2004; FINKL y WALKER, 2004). Esta compleja tendencia afectará en los próximos años a cerca de 100 millones de personas que viven a menos de un metro de altura de la orilla del mar corriendo un riesgo inminente al sufrir los efectos combinados de la subida del nivel del mar y su consecuente erosión (MEIER y DYURGEROV, 2002). En la actualidad, se ha vinculado la erosión costera al proceso denominado de "*Cambio Climático*" por lo que se ha incorporado al presente marco de preocupación internacional existente a este respecto. Efectivamente, los gobiernos y las instituciones vinculadas al medio ambiente han iniciado un conjunto de estudios concernientes, exclusivamente, al marco de la erosión costera. En Estados Unidos se llevan realizando multitud de trabajos desde hace tiempo. Quizás, uno de los más completos sea el elaborado por "The Heintz Center" en el año 2000 donde se inventarían y catalogan las costas en proceso de erosión y sus repercusiones sociales y económicas. En Europa, el trabajo más reciente y de síntesis es el efectuado para la Unión Europea y que lleva por título "*Eurosión*" (2004a y 2004b). Documento elaborado desde una perspectiva similar al de "The Heintz Center" pero con

algunas carencias que detallaré más adelante. Por otro lado, los organismos de seguimiento internacional respecto al medio ambiente como son la UNESCO y el IPCC- *The Intergovernmental Panel on Climate Change* - también han llevado a cabo trabajos de análisis sobre la erosión costera, evaluación de los efectos, consecuencias y relación existente con el "*Cambio Climático*". Recientemente, la UNESCO (2007) ha elaborado casi un centenar de informes al respecto aunque muy orientados a la gestión del dominio litoral e igualmente el IPCC (2007) desde la perspectiva del cambio climático.

La erosión costera es realmente un tema de preocupación social que sobrepasa el ámbito científico. Los costes que tiene el retroceso del litoral en las costas del mundo han sido evaluados en cientos de millones de dólares, obligando a una adecuada planificación (ISAACS, 2000; BLACKER, 2001; A.A.V.V., 2001; FINKL y WALKER, 2004; VAN VUREN et al. 2004). Hay muchos parajes del mundo donde todos los años el retroceso litoral hace desaparecer numerosas edificaciones y obliga a la evacuación de miles de personas. Por ello, una profunda alarma social que se ha trasladado incluso a los distintos medios de comunicación siendo el objeto de polémica, en países como EE.UU. e Inglaterra, la responsabilidad de los costes: ¿Quién debe asumirlos: las promotoras inmobiliarias, los gobiernos o los particulares? (DANIELS, 1997; HANLEY, 1998; GOWEN, 2001; BLACKER, 2001; CCAG, 2007).

Dejando a un lado los estudios técnicos realizados por las distintas instituciones, hay que destacar que el mundo científico no es ajeno a estos problemas. Se puede decir que, desde hace años, los especialistas y estudiosos del ámbito litoral se han volcado en el análisis de la erosión. En los últimos tres años (2005 al 2007), sólo las revistas *Journal Coastal Research* y *Marine Geology* han publicado más de un centenar de artículos dedicados a este objetivo. En esta Tesis, se harán referencia a algunos de los más significativos. Entre ellos, han ido tomando relevancia los trabajos que analizan el rendimiento y eficacia de nuevos métodos y tecnologías creadas *ex profeso* para la investigación de las dinámicas litorales. Algunas de estas herramientas y métodos son:

- empleo del *láser* proyectado desde un avión a la superficie terrestre o marina y que está demostrando su eficacia para estudiar amplias superficies: ASLM -*Airborne Laser Swath Mapping*-, el LIDAR -*Laser Imaging Detection and*

Ranging-, o el LADS -*Laser Airbone Depth Sounding*- (SALLENGER et al., 2002; FINKL, 2004; SHRESTHA et al., 2005; DERONDE et al., 2006; FINKL et al., 2006; YOUNG y ASHFORD, 2006; etc.);

- el análisis de fractales aún de reciente aplicación (TANNER et al. 2006);
- técnicas combinadas de cartografía y fotografía aérea históricas y actuales, cuyo contraste es, quizás, uno de los métodos más utilizadas por los investigadores (CROWELL, et al., 1991; BOAK y TURNER, 2005; CORREA et al., 2005; EVANS, 2004; HIMMELSTOLS et al., 2005; etc.);
- empleo del GPS para el análisis de superficies de playas y dunas de poca extensión (PAJAK and LEATHERMAN, 2002; MANSON et al., 2005; ESTEVES et al, 2006; etc.);
- utilización de imágenes satélite landsat (JORGENSON y BROWN, 2005; SHAROV, 2005; CHU et al., 2006; etc.);
- aplicación de Sistemas de Información Geográfica (MOORE y GRIGG, 2002);
- otras, de carácter más tradicional, como pueda ser la topografía convencional y de las que no hace falta realizar ningún tipo de cita.

Sin embargo, no hay que pasar por alto que existen varios autores que recientemente, han escrito con sus libros muchas de las bases para el análisis e interpretación de los cambios costeros. Quizás, destacar dos de los más emblemáticos. Por un lado Bird, con su libro editado en 1985: *Coastline changes: a global review*. En él, se hace una de las síntesis más completas del momento sobre las fluctuaciones de la costa y sus causas. Por otro, el del recientemente fallecido Roland Paskoff (*Les Litoraux en danger*) que alertó sobre la implicación directa e indirecta que tiene el ser humano en los procesos de erosión (PASKOFF, 1998a y 1998b). La conclusión de la mayoría de estas publicaciones coincide en señalar al hombre como víctima de su propia imprudencia y, por lo tanto, uno de los principales causantes de los procesos de degradación a partir del momento en que actúa con la construcción de infraestructuras que rompen el equilibrio natural costero, incluso, con aquellas obras que sirven para su protección. Paskoff, en el año 2004 y aprovechando la II Reunión Internacional de Erosión Costera inició su intervención con un comentario simple y rotundo:

"..Las costas del mundo se encuentran en crisis".

En definitiva, la erosión constituye un notable problema geomorfológico y ambiental. Atenuar sus efectos exige un profundo conocimiento de los factores –regionales y locales- que intervienen en cada litoral y que, además, actúan de forma muy fluctuante desde el punto de vista temporal y espacial.

8.1.1.- CAUSAS NATURALES DE LA EROSIÓN COSTERA.

En origen, tanto la erosión costera como los procesos de progradación que en ella se puedan registrar, son fenómenos totalmente naturales. La interferencia del hombre en la evolución costera, apenas tiene 5.000 años (STANLEY and BERNASCONI, 2006). Hablar de erosión/acreción litoral implica discernir previamente la intencionalidad que a este concepto se le quiere dar, en el espacio y en el tiempo (GRACIA et al., 2005; LIST et al., 2006; WINTER and BARTHOLOMÄ, 2006). En efecto, la evolución del litoral mantiene una dinámica constante (regresiva o transgresiva) en una escala temporal prolongada en el tiempo y en un marco espacial determinado, mientras que los factores generadores (bien sean climáticos, y/o geomorfológicos/geológicos) perduren. En el momento en que éstos varíen, puede producirse el fenómeno inverso: espacios con tendencia erosiva pasan a ser transgresivos y viceversa.

8.1.1.1.- Erosión costera a largo plazo:

Recientemente, entre las causas naturales se han establecido los siguientes factores "*como propiciadores de la erosión a largo plazo (de decenas a miles de años) y como indirectas*" (FLOR, 2004):

A) elevaciones continuadas del nivel del mar de carácter eustático o glacioeustático;

B) movimientos epirogenéticos negativos que provocan el descenso cortical y un avance del mar hacia tierra;

C) Terremotos que impliquen el hundimiento del borde costero (en ocasiones también pueden ser instantáneos);

D) Colapsos locales sobre sustratos kársticos de naturaleza carbonatada y/o evaporítica;

E) Subsidencias en ambientes costeros adyacentes con altas tasas de sedimentación, como deltas.

Paskoff (1994), con mayor grado de detalle y, en relación con las variaciones a largo plazo del nivel del mar, hizo la siguiente clasificación:

a) En los océanos*: tectono-eustatismo, glacio-eustatismo, eustatismo sedimentario, termo-eustatismo, halo-eustatismo, hidro-isostasia* y la *deformación del geoide* (vinculada a la transmisión de materiales en la corteza terrestre y, en particular desde la Astenosfera)

b) en los continentes: isostasia glaciar, isostasia de erosión, movimientos tectónicos y compactación.

Por otro lado, Flor (2004) atribuye como causas directas de la erosión costera y, cuya escala temporal es inferior a un año, dos fenómenos: (1) terremotos que implican el hundimiento costero y (2) maremotos que eliminen la totalidad del sedimento playero.

Sin embargo, hay que mencionar cuales son los auténticos "*verdugos*" de la costa que, por lo general, también son los mismos agentes "*constructores*" y que propician igualmente la eficacia de los procesos erosivos a largo plazo.

8.1.1.2.- Agentes erosivos del litoral.

Entre estos agentes dinámicos que, por así decirlo, atacan los roquedos y las formaciones superficiales emergidas destacan:

(1) el oleaje, que afecta tanto a playas como acantilados: su mayor eficacia se revela en los eventos de alta energía: olas de tormenta denominadas "*storm surges"* y olas de origen sísmico como los "*tsunamis"*.

Su efectividad en las frágiles costas bajas conformadas por playas, islas barrera, flechas litorales, deltas, etc., es realmente importante. Este tipo de costa representa el 40% de los dominios litorales del mundo. Hay países como Holanda donde suponen el 100% de su borde con el mar, o el caso de Australia con un 60% de su superficie ocupada por playas de diversa índole (FINKL y WALKER, 2004). La composición poco compacta de este medio la hace, sin lugar a dudas, la más vulnerable ante los procesos erosivos y de forma muy especial, ante el oleaje.

Posiblemente, sean las olas el elemento que con mayor responsabilidad protagoniza la regresión de las playas. No obstante, desempeñan una doble función en la morfogénesis litoral pues sus acciones pueden ser erosivas y constructivas para los distintos segmentos playeros. Su carácter constructor, aunque dependiente de factores locales, suele coincidir con olas de escasa altura – transmisoras de poca energía- (menores a 1 m de altura) y de un período corto (típico de las situaciones de verano). Así, en el momento de su disipación no tienen suficiente fuerza de arrastre en su retirada por lo que tienden a depositar y acumular cerca de la zona seca de la playa. Sin embargo, las olas realizan una labor destructiva cuando adquieren alturas notables disponiendo entonces de una gran energía, coincidiendo con eventos de cierta duración, y con ondas de gran longitud. En el momento de su rotura movilizan el material de cantos y gravas y con la capacidad de transporte en su retracción, socavan la orilla desarticulando el perfil de equilibrio. Su carácter erosivo puede tener dos modalidades:

- a) una, cuando las olas tienen un gran tamaño y logran desbordar la zona seca y/o emergida de la playa (bermas y dunas) dejando importantes cicatrices a través de abanicos de desbordamiento ("*washover fan*");
- b) la otra, socavando la orilla tras la rotura de la ola y, en su retirada ("*backwash*"), trasladando parte del material erosionado hasta las barreras submarinas o, en su caso, a expensas de las corrientes que las puedan movilizar a otros lugares.

Por otro lado, señalar que estudios recientes han podido demostrar cómo la eficacia erosiva del oleaje no se debe exclusivamente a la energía y fuerza de la ola. También depende del ángulo con el que el oleaje incide en la playa y de la amplitud de onda de la ola (REGNAULD et al., 2004 y COOPER et al., 2004). Así pues, hay olas

que con igual fuerza de rotura pueden ser erosivas o constructivas en función del ángulo con que incida en el litoral.

En ocasiones, hay costas cuya morfología es capaz de resistir el ataque de olas "extremas" o de cierta envergadura y sólo experimentan fenómenos de regresión con eventos realmente extraordinarios (COOPER et al., 2004). Un ejemplo de este tipo lo representa la costa oeste de Irlanda. En este sector, el oleaje suele ser bastante enérgico durante todo el año pero sin poder erosivo. Éstos, son excepcionales coincidiendo con tormentas "históricas" donde la altura y fuerza de las olas son realmente elevadas.

La erosión de las costas rocosas lleva en estudio muy poco tiempo. En las últimas décadas del pasado siglo, sólo existían dos libros de referencia vinculados a las costas rocosas y acantiladas (TRENHAILE, 1987 y SUNAMURA, 1992). Por ello, la información relativa a su geomorfología y dinámica ha empezado a conocerse más recientemente. En la actualidad, se han incrementado las investigaciones en estos medios, tendencia que también han experimentado las costas rocosas de la Península Ibérica (MILLAR et al., 1998; CHAO, 2001; BALAGUER et al., 2002; GARROTE y GARZÓN, 2005; BALAGUER y FORNÓS, 2005; PÉREZ y LÓPEZ, 2005; FORNÓS et al., 2005). Inicialmente, el oleaje vuelve a representar el papel de agente más dinámico y eficaz en los procesos erosivos de los acantilados. Según Chao (2001):

"... De manera sintética el oleaje efectúa un trabajo de erosión, principalmente arranque y abrasión, y otro de movilización. En los arranques el factor fundamental es la presión generada por la ola, mientras que en la abrasión prima la existencia de material movilizable sobre la energía potencial del oleaje."

En muchas ocasiones, la energía liberada por las olas en su choque contra una superficie vertical es realmente importante. La ola colabora a incrementar la fisuración estructural (diaclasas, fracturas) del acantilado y moviliza importantes masas de bloques que pueden llegar a pesar toneladas (WILLIAMS and HALL, 2004). El oleaje es un proceso que, en algunos esporádicos eventos de fuerte tormenta, puede liberar numerosos metros cúbicos de perfiles acantilados en un corto espacio de tiempo (MILLAR et al., 1998; KOBAYASHI et al., 1999; CHAO, 2001; LAHOUSSE and PIERRE, 2003; BALAGUER y FORNÓS, 2005; GARROTE y GARZÓN, 2005; PÉREZ y LÓPEZ, 2005);

(2) las corrientes proximales a la orilla de playa tienen un importante papel en el transporte y evacuación de sedimentos, especialmente en las citadas costas más vulnerables. Pueden llegar a alcanzar velocidades superiores a los 2 m/s y entonces están dotadas de una gran capacidad de carga y movilización (PASKOFF, 1993). Entre ellas, las más importantes son las corrientes de deriva litoral ("*longshore drifting*"), corrientes de retorno ("*undertow* y *rips currents"*) y las corrientes de marea. Tienen, al igual que el oleaje, un comportamiento doble: constructor (sobre todo en flechas litorales) y destructivo. (SHEPARD et al., 1941; SHORT and HOGAN, 1994; AAGAARD et al., 1997; HILL et al., 2004; BALOUIN el al., 2005; LIST et al., 2006; BERTIN et al., 2007 and THORTON et al., 2007). Parece ser que los "rip currents" asociados a arcos de playa[1] ("*Beach-scups/mega-scups*") y a un oleaje enérgico tienen una gran capacidad erosiva, incluso en las playas de mayor resistencia como son las de cantos y gravas (LIST et al., 2006; THORTON et al., 2007).

Además, simultáneamente a un proceso erosivo registrado en una playa, suele desarrollarse un traslado del material retomado a otra playa o parte de la misma. De esta forma puede existir un tramo en regresión pero otro puede estar acumulando si su situación respecto a los agentes de transporte y deposicional la favorecen. Con ello, no todas las playas son en todo su perímetro regresivas aunque la tendencia general sea la de erosionarse.

(3) el viento, al igual que la corriente, juega un doble papel erosivo/constructivo (BINDERUP, 1997; LAHOUSSE and PIERRE, 2003): por un lado, es el principal "inductor" del oleaje y de las corrientes cuya capacidad transgresiva depende en parte de la energía eólica; y, por otro, en ocasiones, si adquiere violencia desde la línea de playa (como ocurre con el viento *mistral*), puede trasladar el sedimento en grandes volúmenes del sistema playa-duna.

[1] Morfología decamétrica en forma de herradura típica de playas de cantos y arenas que, se produce con oleajes dominantes y estables. La zona interior, denominada "*embayment*" suele marcar el sector que sufre mayor erosión.

Fig. VIII-1.- Se puede apreciar la capacidad de movilización de las arenas motivada, de modo dual, por el retroceso del oleaje ("*backwash*") y la corriente asociada a la misma ("*undertow*"). (Bajada de marea, Playa de Liencres, octubre de 2007).

(4) El agua: las infiltraciones de agua costeras y la lluvia. El, papel que desempeña la lluvia y el agua en los sistemas arenosos está prácticamente aún por estudiar. Los trabajos existentes han ido más orientados a su incidencia sobre los sustratos rocosos y acantilados. Sin embargo, en 1999, el investigador E. G. Otvos perteneciente al "*Gulf Coast Research Laboratory*" del Departamento de Costas del Sciences Ocean Springs (Estados Unidos), realizó una serie de análisis en los que pudo apreciar cómo la lluvia infiltrada en las playas tenía una salida que, eventualmente, después de las tormentas se podían presentar en las llanuras intermareales playeras con morfologías de incisión y, con un claro carácter erosivo muy similar a los "surcos de erosión". Junto a aquellas, podían apreciarse también, en otras ocasiones, la existencia de formas centimétricas a métricas de incisiones o "*rill valleys*" a modo de pequeñas cuencas dendríticas o canales de evacuación hídrica por efecto de la infiltración del agua. Estas morfologías pueden ser modeladas por el efecto de la infiltración del agua marina durante las pleamares y que, posteriormente aflora en marea baja en algunos sectores. Coetáneamente suele producirse reducidos desprendimientos dando lugar a formas "*microacantiladas*". Confluyendo con estos surcos excavados por la marea puede reaparecer a su vez el agua de lluvia infiltrada previamente y procedente de las

zonas emergidas de la playa. Otros autores, también atribuyen este origen a dichas formas (PEDREROS, 2001).

Fig. VIII-2.- Infiltraciones de agua aflorantes en el "*toe dune*" o "pie de duna" de la Gran Duna de Pyla (Francia). Su concentración puede producir formas erosivas de cierta importancia. (Fotografía del autor, julio de 2002).

Por su lado, en las costas rocosas y acantiladas, la lluvia, en compañía de de otros agentes meteorológicos, puede contribuir a la génesis de colapsos, pequeños surcos a modo de diminutos "*bad lands"* y a la corrosión físico-química que, a largo plazo, puede manifestarse como un proceso de karstificación (PASKOFF, 1993; MILLAR et al., 1998; CHAO, 2001; GARROTE y GARZÓN, 2005; BALAGUER y FORNÓS, 2005; PÉREZ y LÓPEZ, 2005). Los colapsos son fruto de una erosión discontinua vinculada a episodios catastróficos donde se libera una gran cantidad de material (metros cúbicos) en un intervalo corto de tiempo (BALAGUER et ali., 2002; BALAGUER y FORNÓS, 2005). Su distribución es temporal y aleatoria originándose cuando confluyen por un lado, un importante volumen de precipitaciones y por otro, un incremento del grado de la apertura de fracturas en las rocas.

(5) L**as alteraciones o fragmentaciones crioclásticas** tampoco deben ser desdeñadas y están vinculadas a costas ubicadas en ambientes climáticos fríos. Poco estudiadas, suelen afectar a los acantilados, del mismo modo con el que atacan roquedos y morfologías del interior continental. En las costas árticas, los procesos de gelifracción pueden resultar muy efectivos como agentes dinamizadores de la erosión (PASKOFF,

1993; MANSON et al., 2005; OSTROUMOV et al., 2005; RACHOLD et al., 2005; ARE et al., 2005; OGORODOV, 2005). Este último autor distingue y diferencia a su vez la *termoabrasión* de la *termodenudación*.

Otro elemento a considerar en estas costas de climas fríos-polares es el fenómeno denominado **"termo-erosión"**. Actúa en aquellos acantilados donde la presencia de hielo y permafrost, además de sus correspondientes procesos de fragmentación crioclástica genera, durante las estaciones primaverales procesos de *solifluxión* en los acantilados de naturaleza limoso-arcillosa (ARE et al., 2005; VASIELIEV, et al., 2005; OSTROUMOV et al., 2005; OGORODOV, 2005). También, la presencia de un "*ice foot"*, fruto de la congelación del agua al pie de los acantilados en invierno durante los eventos de marea alta, puede ocasionar acciones erosivas. En efecto, si bien parece que en invierno protege al litoral de los embistes del oleaje, durante la estación veraniega tras el deshielo, suelen quedar bloques aislados de hielo que contribuyen a la ablación costera; Y, por último, la presencia de "*floes"* (pequeñas islas de hielo flotantes fruto de la separación de masas de hielo de mayor tamaño) e "*icebergs"*, que ejercen erosión y modelan los relieves submarinos próximos a la costa. Igualmente, alteran el funcionamiento sedimentario litoral tras su descongelación en verano ya, que incorporan, grandes bloques de origen y naturaleza alóctona (principalmente de morrenas) perturbando la sedimentación de finos.

Se podrían incluir otras formas de erosión que son continuas en el tiempo, cuya eficacia es menor y, que son propias de acantilados y plataformas marinas: la bioerosión o denudación provocada por moluscos (litófagos) o "biofilms" algaceos y bacterianos que se desarrollan en estos medios bien oxigenados; y, la alteración físico-química por procesos de haloclastia, hidrólisis e hidratación. En este caso, la denudación ocasionada a las rocas libera una cantidad bastante inferior de material (apenas milímetros cúbicos) - (BALAGUER y FORNÓS, 2005, TRENHAILE, 2005; BALAGUER et ali., 2002; PEREZ et ali., 2005; FORNÓS et ali., 2005).

Existe, sin embargo, una diferencia entre las costas acantiladas y rocosas respecto a las playas, deltas, flechas e islas barrera. Como formas de modelado, las segundas pueden recuperarse con el paso del tiempo. De hecho, no son pocos los estudios que certifican que después de un evento erosivo, por muy importante que sea,

los medios arenosos suelen recuperarse tras el episodio destructivo. Sin embargo, los acantilados, una vez desmantelados, no pueden volver a reconstituirse. Su erosión es irreversible.

Para concluir, hay que destacar, cómo todos los investigadores suelen estar de acuerdo en que los procesos erosivos más eficaces en una costa suelen ser puntuales y vinculados a fenómenos con oleaje de alta energía: tormentas, huracanes y "*tsunamis*" (KOBAYASHI et al., 1999; ZHANG et al., 2002; LOZANO et al., 2004; STONE, 2004; REGNAULD et al., 2004; COOPER et al., 2004; WILLIAMS and HALL, 2004; DAWSON et al., 2004; YAZDANI et al., 2006; SIMMONS, 2006; YOUNG and PILKEY, 2006; WANG et al., 2006; SCHEFFERS and SCHEFFERS, 2006; FROEDE, 2006). En estos casos, los retrocesos de las playas y acantilados pueden superar varias decenas de metros en tan solo unas horas constituyendo en muchos litorales el valor total de retranqueo que tendrá esa costa durante el año. En regiones como las del continente americano, se le ha atribuido al fenómeno climático de "El Niño" (ENSO-*El Niño Southern Oscillation*), como uno de los máximos responsables de la erosión costera (BARRIE and CONWAY, 2002; SALLENGER et al., 2002; DINGLER and REISS, 2004; ELKO et al., 2005; ESTEVES et al., 2006;). Sin embargo, estudios recientes en las costas de Svalvard y del Mar de Pechora, han demostrado que procesos como la "*termo-erosión*" presentan una gran capacidad erosiva de varias decenas de metros al año, eso sí, sobre acantilados labrados en materiales de naturaleza muy deleznable (ARE et al., 2005; OGORODOV, 2005). En la Tabla VIII-I, se muestra un esquema más detallado de algunos de los principales agentes que intervienen en las variaciones de la línea de costa.

Factor/agente	efecto	Escala Tiempo	Comentarios
Fuente del sedimento (entradas y pérdidas)	Acreción/ Erosión	Decadas a Milenios	suministro de sedimentos fluviales, de la erosion de acantilados, etc.
Subida del Nivel del Mar	Erosión	décadas a milenios*	Efectos de subsidencia pueden afectar.
Variabilidad estacional del nivel del mar	Acreción/ Erosión	Meses a años	Erosión con subidas.
Oleaje alta energía (Huracan, tsunami)	Erosión	Horas a días	Erosión muy crítica.
Fuerte oleaje tormentas (Washover fan, etc)	Erosión	Horas a semanas	Erosión crítica
Oleaje constructivo (baja energía)	Acreción	Horas a meses	Condiciones de verano.
Viento	Acreción/ Erosión	Horas a decenas de años	Erosión cuando el viento sopla de tierra a mar.
Corrientes longitudinales	Acreción/ Erosión	Horas a milenios	Discontinuidad por sectores
Rip currents	Erosión	Horas a meses	transporte de sedimentos importante.
Fenómenos de subsidencia (tectónica, otros)	Erosión/ Acreción	de años a instantaneos	Terremotos y otros.

TABLA VIII-I.- Algunos de los principales factores naturales que influyen en la erosión/acreción costera.

Para finalizar y, gracias a las mejoras tecnológicas, se ha iniciado recientemente un conjunto de estudios que tienen por finalidad el análisis de procesos erosivos "*submarinos*" y su relación con la parte emergida (GOFF et al., 2005; LASTRAS et al., 2006; TUJIMO and MURAKAMI, 2006; RIDENTE et al., 2007) En algunos de ellos, se ha podido observar hasta donde llega el alcance erosivo de los hielos como en las inmediaciones de la orilla costera del Mar de Pechora - hasta 10 m de profundidad (OGORODOV et al., 2005). En algunas áreas de estrecho, como en el del Bósforo, se ha constatado que la erosión submarina ha sido constante en los últimos 5.000 años (GOKASAN et al., 2005); etc.

8.1.2.- LA EROSIÓN ANTRÓPICA.

Los efectos que causa el ser humano en las costas son realmente acentuadísimos e, incluso, en ocasiones catastróficos no existiendo dudas a día de hoy, sobre esta responsabilidad (BIRD, 1985; PASKOFF, 1993 y 1994). Posiblemente, una de las primeras agresiones fue la efectuada en Alejandría en el 2.400 B.P. -época Ptolemaica- con la construcción de una conexión a partir de diques entre dicha ciudad y la Isla de Faro (STANLEY and BERNASCONI, 2006). La consecuencia más directa fue el inicio de un proceso de colmatación de la zona afectada y la interrupción de la dinámica natural en el delta del río Nilo.

En efecto, el papel del sedimento, su origen, composición y posibles interferencias son elementos trascendentales en la evolución costera. Guilcher recordaba en 1957 la frase de Ferronnière: *"...El mar es un consumidor y no un productor de arena"*. La construcción de infraestructuras litorales e, incluso en el interior de los valles fluviales tiene consecuencias muy negativas tanto sobre la deposición sedimentaria costera como sobre la falta de sedimento en el litoral. Finkl *et al. (*2006), estima que casi el 70% de la erosión existente en la costa de Louisiana está relacionada por la intervención directa o indirecta del ser humano. Un porcentaje similar (72%) de la degradación litoral fue evaluado dos años antes en los 1.200 km de costa de California (FINKL and WALKER, 2004).

- **Impactos directos:**

- **Los puertos:** interrumpen las corrientes longitudinales y de deriva litoral que transportan sedimentos a otros tramos más o menos cercanos a donde se emplazaron. Su efecto más nítido es la génesis de una zona de acumulación entorno al primer espigón o dique que interfiere la corriente y, por detrás de la infraestructura, un espacio litoral en el que predomina el proceso de erosión sobre el de acreción (ver Fig. VIII-3). Se pueden citar múltiples ejemplos en la Península y, sobre todo, en el litoral mediterráneo (FLOR, 2004; SANJAUME y PARDO-PASCUAL, 2005; YEPES y MEDINA; 2005; FERNÁNDEZ et al., 2005). Entre ellos, el del puerto de Valencia. Sus obras han provocado en los parajes

más septentrionales (playas de Malvarrosa y Cabañal), un incremento y ensanche de la línea de costa en más de 500 m. Sin embargo, al sur de la instalación portuaria la consecuencia directa ha sido la desaparición total de la playa de Nazaret y con ella, de más de 20.000.000 m^3 de arena (SERRA, 2002). Otro ejemplo peninsular lo representa la Playa del Altar, en Foz (en las Rías Altas Gallegas). La construcción de nuevos diques portuarios conllevaron un importante retroceso de las playas y de la flecha litoral próximas a la desembocadura de la ría (DIEZ et al., 2006).

Otra consecuencia de estas infraestructuras es la contaminación. Impiden su dispersión concentrándola y, por tanto, alteran el hábitat de flora y fauna de sus áreas más inmediatas. Por ejemplo, la dual falta de sedimentos y el aumento de la contaminación ha sido vinculado recientemente a la desaparición de la Posidonia marina - base de la alimentación costera - en las proximidades del nuevo puerto de Altea (FERNÁNDEZ et ali., 2005). Un ejemplo muy conocido en Estados Unidos se ubica en California donde la contaminación ha llegado a provocar un movimiento de protesta ciudadana y la crítica de los científicos (FINKL and CHARLIER, 2003). Efectos similares se han podido constatar en la Bahía de Monteroso (Mar de Liguria, Italia), donde la construcción de diversas infraestructuras han propiciado de forma considerable el aumento y concentración de contaminantes, afectado considerablemente a la ictio-fauna y otras especies (CAVAZZA et al., 2000).

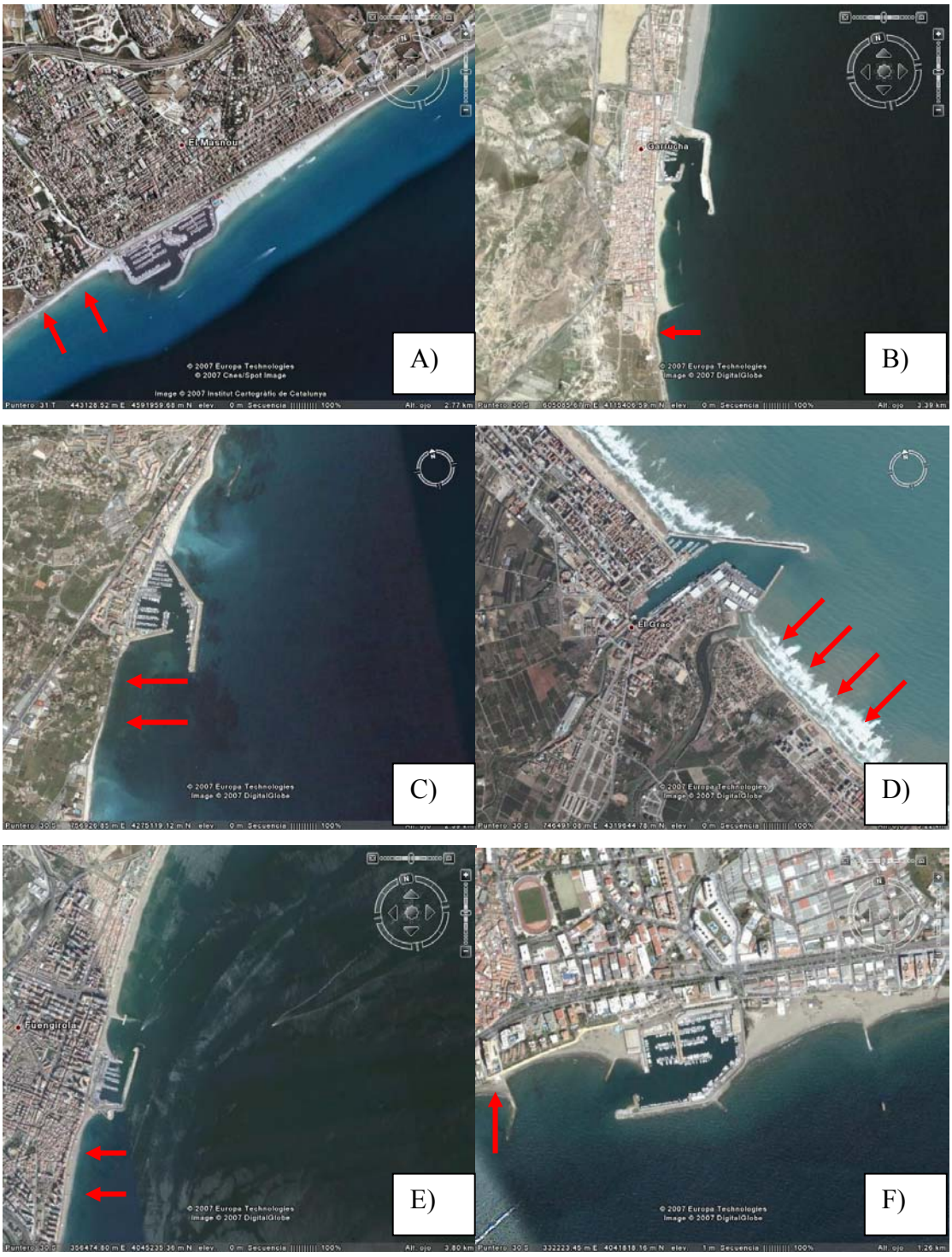


Fig. VIII-3.- Ejemplo de algunos puertos en la Península con procesos de erosión (flecha roja)/acumulación: A) Puerto de Masnou (Barcelona). B) Puerto de la Garrucha (Almería). C) Puerto de Altea; D) Puerto de Grao; E) Puerto de Fuengirola; F) Puerto de Marbella. Elaborado a partir de imágenes SPOT del Google Earth (2007).

- **Diques, revestimientos y rompeolas (Fig. VIII-3):** diseñados en principio para la protección costera, sobre todo, desde principios del siglo pasado, los rompeolas y los diques en sus distintas modalidades (“*groins”, “brise lams”,*

revestimientos, espigones, etc.) se han convertido recientemente, en auténticos agentes erosivos artificiales (PASKOFF, 1993 y 1994). Denominados como "*medidas duras*" de protección, su construcción capta el sedimento transportado por las corrientes de deriva en los primeros años. Este tipo de correcciones, con el paso del tiempo, llegan a interferir en la dinámica natural de las corrientes y oleaje e, incluso, potenciando su carácter erosivo si su emplazamiento ha sido erróneo. Se ha demostrado, en distintos estudios realizados por las costas del mundo que su efecto sobre las olas es realmente contradictorio (PASKOFF, 1993 y 1994; FLETCHER et al, 1997; KOMAR, 2000; HARTMAN, 2002; JAYAPPA, et al., 2003; THOMALLA and VINCENT, 2003; FINKL and WALKER, 2004; FLOR, 2004; BOLEN et al., 2004; GABRIEL and TENCH, 2005; GUNAYDIN and KABDASH, 2006; LEE and RYU, 2007). En efecto, con el paso del tiempo, se ha podido observar cómo los diques propician zonas de acreción pero, en contrapartida, rompen la dinámica costera y erosionan las áreas localizadas en sus inmediaciones (PASKOFF, 1993 y 1994; FLETCHER et al, 1997; KOMAR, 2000; HARTMAN, 2002; JAYAPPA, et al., 2003; FINKL and WALKER, 2004; BOLEN et al., 2004), llegando incluso, a quedar descalzados y sufrir importantes deterioros. A su vez, su construcción no siempre supone un alto coste y una garantía de solución: su vida, en función de las corrientes y el oleaje, puede ser muy limitada (según los casos y obligando a su reconstrucción cada cierto tiempo, a veces pocos años) (PASKOFF, 1994; SANJAUME et ali., 2005) e, incluso, pueden aumentar el problema.

Veamos algunos casos:

- En la India, en la región turística de Karnataka, tras el paso del monzón, entre los años 1993 y 1995, ocho playas sufrieron un retranqueo y pérdida de más de 165 m. Los investigadores lo asociaron a la presencia de diques cuya función no colaboró en la protección, sino más bien al contrario, lo cual supuso importantes pérdidas económicas en una región muy pobre y dedicada al turismo de playa (JAYAPPA et al, 2003).
- En Oahu (Hawai) se ha confirmado también la relación de erosión/diques. Un 24% de las playas con estas infraestructuras en aquella región, sufren procesos

erosivos y hay previsiones que apuntan a un futuro de total retroceso con un 95% de las playas en estado regresivo (FLETCHER et al., 1997).

- Finkl y Walker (2004) observaron que el 72% de la erosión litoral de Florida estaba ocasionada por la concatenación de diques y rompeolas.

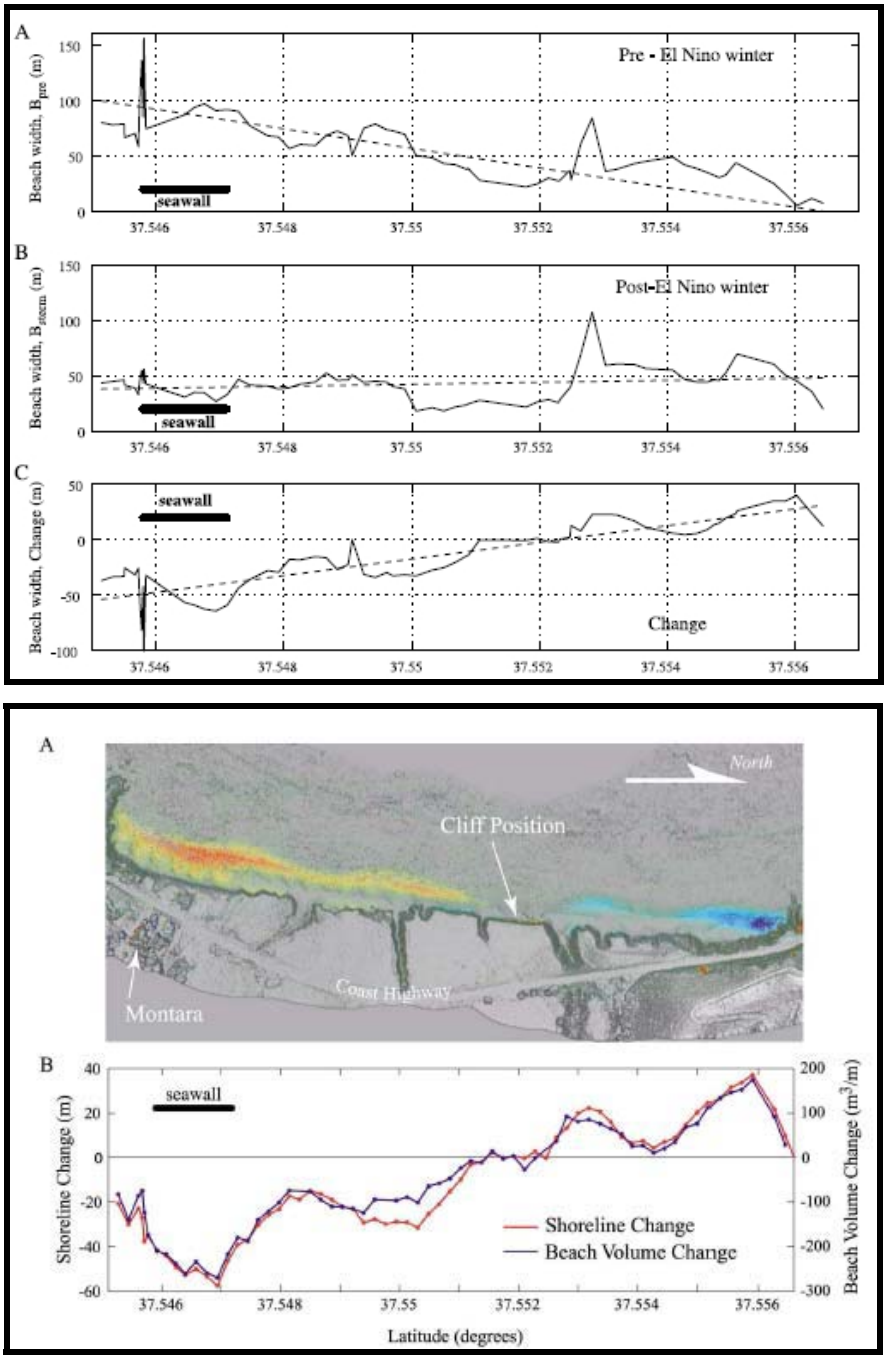


Fig. VIII-4.- Cambios morfológicos y balance acumulativo/erosivo en la playa de Montara (EE.UU.) asociados al fenómeno del "Niño" en la costa Pacífico entre los años 1997 y 1998. La erosión frente al dique de protección supera los 40 m.

- Otro ejemplo con responsabilidades morfológicas semejantes se registra en la costa americana de Montara (EE.UU.) (Fig. VIII-4). El comportamiento de un dique de protección tras el fenómeno del "Niño" supuso una mayor pérdida. Era el que se encontraba próximo a la infraestructura y con un retranqueo de más de 40 m (SALLENGER et al., 2002).

- De igual modo, en la cercana Playa de Oyambre (Cantabria), la construcción de un dique de protección supuso una alteración de la refracción del oleaje, propiciando un ataque mucho mayor a otras zonas de la playa (GARROTE et ali., 2005). Procesos semejantes también se han advertido frecuentemente en el litoral Mediterráneo (Fig. VIII-5).

Fig. VIII-5.- Diques en Santa Pola: erosión y acumulación se suceden en función de la dirección de la corriente costera.

Sin embargo, hay que señalar que existen algunos investigadores que, tras el seguimiento temporal de algunas de estas infraestructuras, no han notado cambios importantes en las playas adyacentes (THOMALLA and VINCENT, 2003; GABRIEL and TENCH, 2005; GUNAYDIN and KABDASH, 2006; LEE and RYU, 2007).

Otro aspecto a tener en cuenta es que los rompeolas, y en particular los "*brise lams"* (diques que se emplazan mar adentro y paralelos a la costa) (Fig. VIII-6), contribuyen a la concentración de contaminantes. Su papel protector para las playas tiene un grave inconveniente al revestir un cierto peligro para la propia salud de los bañistas.

Fig. VIII-6.- "*Brise lams"* y diques de la Playa de Teresita, Santa Cruz de Tenerife. Extraído del Google Earth, Imagen SPOT, del 2007.

En el caso de los revestimientos o muros de protección hay autores que reconocen que, una vez construidos, su efectividad, en el mejor de los casos, es del 60-70% (GUNAYDIN and KABDAS, 2006). En ellos, además, se cumple el *"principio de dominó"* (PASKOFF, 1994): una vez construido uno, hay que ir alargándolo progresivamente con el paso del tiempo. Por un lado, son construcciones que se oponen al intercambio de arena entre duna y playa, rompiendo el perfil de equilibrio y, por otro, aumentan la capacidad movilizadora del oleaje, lo que tarde o temprano, conllevará la desaparición casi total de la arena que se emplazaba en sus inmediaciones. Ver Fig. VIII-7.

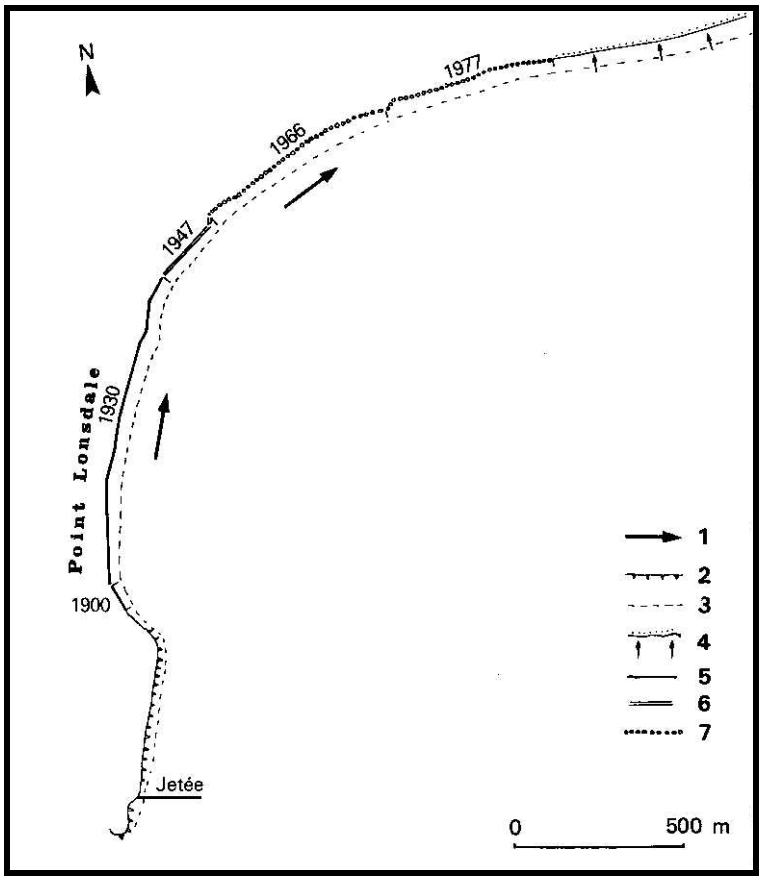


Fig. VIII-7.-Construcción de muros de protección y *principio de dominó*. (1): deriva litoral; (2) acantilado; (3) límite de orilla medio en bajamar; (4) Playa en proceso de erosión; (5) Muro de protección; (6) empalizada; (7) diques de bloques de piedra. Punta de Londsdale, Victoria, Australia. (Según Bird, 1979; En Paskoff, 1994).

- **Los paseos marítimos y otras edificaciones:** Los paseos marítimos, tan extendidos en el litoral español, contribuyen de forma notoria a la erosión costera (FLINK and CHARLIER, 2003; FLOR, 2004). Estas infraestructuras, como sucediera con los revestimientos o muros de protección, son responsables de la ruptura del ciclo natural duna-playa ya que se emplazan sobre los viejos cordones dunares impidiendo el traspaso de la arena desde el conjunto dunar a la playa y viceversa. Por lo tanto forman parte del citado *principio de dominó*. El resultado de esta ubicación significa que, en invierno o en momentos en los que existe un fenómeno tormentoso o de zapa de la playa, al incrementarse la pendiente, sus segmentos superiores ya no pueden alimentarse de las arenas que caerían por gravedad desde el complejo dunar. Las edificaciones (kioscos y "chiringuitos" de verano, altas edificaciones, etc.) próximas a la playa, además, suelen ejercer un "*efecto pantalla*" de la dinámica eólica ocasionando serias perturbaciones y desequilibrios en los conjuntos dunares. En España, ejemplos

los tenemos en la Playa del Inglés en Gran Canaria o en el conjunto dunar de Laredo en Cantabria donde la sombra del viento propiciada por la existencia de edificaciones ha provocado el desarrollo de pasillos de deflacción eólica y, por lo tanto, fenómenos erosivos (HERNÁNDEZ et al., 2002; FLOR y FLOR 2005a). Respecto a los paseos marítimos, en aquellas zonas en las que el oleaje es capaz de alcanzarlos a marea alta, hay que asumir que su comportamiento es similar al de los "revestimientos" o "muros de protección".

- **Sustracción de arena:** En tiempos pasados, las playas fueron uno de los principales suministradores de áridos para las construcciones efectuadas en el litoral. A su edificación se les atribuye buena parte de la desaparición o degradación de muchas playas en Levante y en el Cantábrico (ARTEAGA y GONZÁLEZ, 2002; SANJAUME et al., 2005; FLOR y FLOR, 2005B). Un buen ejemplo de lo agresivo que pueden resultar este tipo de actuaciones se pudo experimentar hace bien poco entre las playas de Monterrey y Fort Ord en el Pacífico (California, EE.UU.). En ellas se sustrajeron áridos durante mucho tiempo y el resultado fue la degradación con tasas de erosión de entre 0,5 y 1,5 metros año. En el momento en que se suspendieron estas actividades, el 95% de las playas empezaron a experimentar recuperación (THORNTON et al., 2006).

- **La regeneración de playas ("*nourishment beachs*"):** si bien, la incorporación de sedimentos a las playas forma parte del grupo de medidas correctoras "*blandas*" ante la erosión litoral, en los últimos años ha empezado a tener detractores por distintos motivos. La primera vez que se experimentó fue en Coney Island (Estados Unidos) en 1923 momento en el cual, un ingeniero acuñó esta denominación (FINKL and WALKER, 2004). Sin embargo, su implantación en Europa hubo de esperar hasta 1953 en isla barrera de Norderney (Alemania). En la Península Ibérica, su implantación apenas lleva unas decenas de años pero en el año 2002, 400 playas españolas se vieron en la necesidad de ser regeneradas con nuevos aportes (VALIELA, 2006). Este sistema de protección de playas no se encuentra exento de problemas y ha sido criticado por los siguientes motivos:

- por un lado, el impacto ocasionado en el área suministradora (habitualmente en fondos marinos próximos) afecta considerablemente a la flora, la fauna, y también, a las distintas dinámicas dependientes del modelado submarino infrayacente (WORK et al., 2004; FINKL et al., 2004 y FINKL y WALKER, 2004).
- por otro, si el sedimento incorporado es de naturaleza distinta (mineralogía y tamaño de grano) al original acumulado en la playa objeto de actuación el oleaje y las corrientes pueden ocasionar diferentes problemas: **a)** un incremento de la turbidez del agua y su consecuente contaminación e, incluso, alteración estética (DIAZ y FERRER, 2005); **b)** una alteración del funcionamiento dinámico de la playa (KOKOT, 1997; BLOTT and PYE, 2004). En playas bien distintas como las de Skegness y Mablethorpe en Lincolnshire (Inglaterra) asi como en la playa genovesa de Verma, se realizaron seguimientos temporales muy detallados tras la regeneración de las mismas. En todas se pudo apreciar cómo el oleaje dispersó rápidamente los sedimentos, dejando los materiales más gruesos en superficie y desplazando los más finos a la zona submareal; en el mejor de los casos –playa de Verma- el efecto positivo apenas alcanzó los 2 años (BLOTT and PYE, 2004; CORRADI et al., 2003). Por lo general, la playa responde incrementando la refractancia de la ola con procesos de zapa, erosión y transporte del sedimento obligando, con el paso del tiempo, a un nuevo retranqueo (BLOTT and PYE, 2004).
- El último inconveniente que acarrea la regeneración artificial, es que no resuelve el problema. El tiempo de duración de esta reparación morfológica apenas alcanza los 2-5 años en función de las características específicas de la playa. Así, estas actuaciones se convierten en una intervención de "*parche*", obligando a un costoso y continuo mantenimiento (KOKOT, 1997; CORRADI et al., 2003; BLOTT and PYE, 2004): si el auténtico causante de la erosión no se ataja, la erosión persistirá.

Sin embargo, hay investigadores que prefieren este remedio a la construcción de "*infraestructuras duras*", mucho más perjudiciales y menos estéticas, mientras no existan otros remedios que frenen la degradación de las playas y los posibles impactos económicos que conlleven (FINKL y WALKER, 2004).

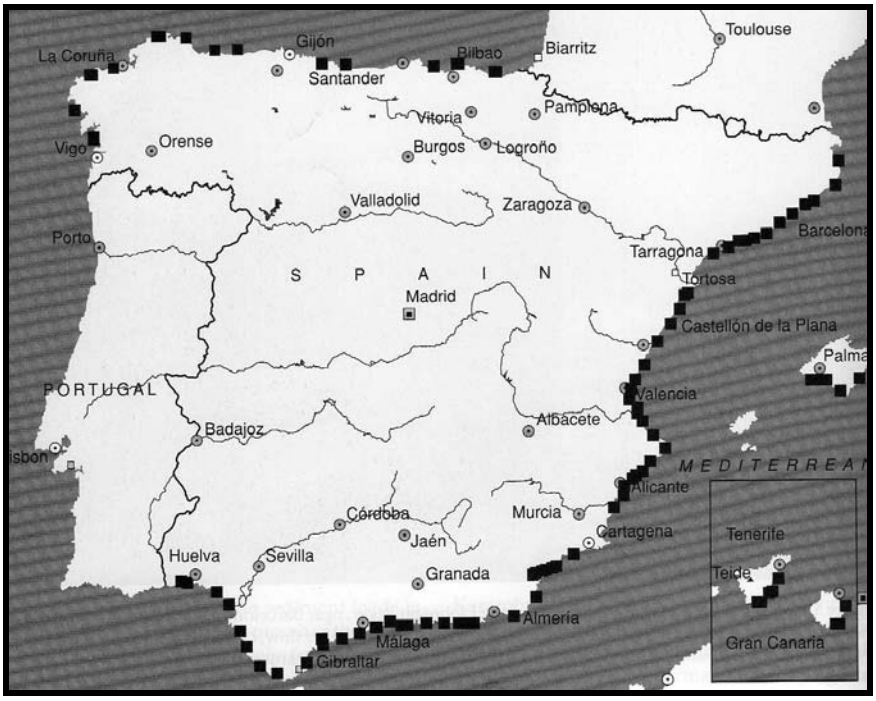


Fig. VIII-8.- Playas de España que necesitaron la incorporación de arenas para su pervivencia en el año 2002. (Según Hanson, en Valiela, 2006).

- **El efecto del pisoteo, de las máquinas de limpieza y de otros vehículos a motor (**ROIG, 2002; 2005a y 2005b): tras varios años de investigación y, teniendo como objeto el comportamiento de los vehículos en algunas playas del litoral menorquín, se llegó a la conclusión del importante deterioro que, tanto el pisoteo de los visitantes como el uso las máquinas limpiadoras de arena y el paso de los vehículos todo-terreno, tienen sobre los conjuntos playeros y dunares. En todos los casos se producen alteraciones que se podrían sintetizar en: compactación de la arena, pérdida de microorganismos y flora esenciales para la recuperación del sistema duna-playa y, finalmente, de fenómenos de desestabilización de taludes que afectan directamente al equilibrio del perfil de la playa. Hay que destacar que los trabajos de Roig son prácticamente pioneros en España pero, en las costas de otros países del mundo vienen realizándose desde hace tiempo y con conclusiones similares (CARTER, 1980; NORDSTROM, 1994; LLEWELLYN and SHACKLEY, 1996; BOURMAN et al., 2000; OGORODOV, 2005; GRUNEWALD, 2006).

- ***De forma indirecta:***

- **Embalses, drenajes/sustracción de arenas y canalizaciones en ríos (Fig. VIII-9):** Son ya bastante numerosos y prolíficos los trabajos que apuntan a la construcción de encauzamientos, canalizaciones y embalses como uno de los principales responsables de la erosión en muchas de las costas del mundo (WANG, 1998; El-RAEY, 1999; DIAS et al., 2000; BRACK et al., 2000; A.A.V.V., 2001; SATO et al., 2004; FLOR, 2004; KLINGBEIL and SOMMERFIELD, 2005; STEFANI and VINCENZI, 2005; OGORODOV, 2005; CHU et al., 2006; FAN et al., 2006; ENGSTROM, 2006; etc.). En los últimos años se ha podido constatar la más que significativa aportación de los ríos a los medios litorales. Éstas en muchas costas del mundo, supera con creces a los aportes sedimentarios fruto del desmantelamiento de los acantilados. Aquel tipo de infraestructuras ha "secuestrado", eficazmente y en todas sus formas, los sedimentos que evacuan los ríos. Nuestros ríos peninsulares no son una excepción, existiendo actualmente varios artículos relativos, tanto a las cuencas mediterráneas como cantábricas y atlánticas, que abordan esta temática (GARCÍA et al., 2002; SANJAUME et ali., 2005; FLOR y FLOR, 2005b; YEPES and MEDINA, 2005; etc.). Precisamente, la mayoría de los deltas más importantes del planeta están sufriendo tasas de erosión kilométricas a partir de la construcción de presas y canalizaciones. De los más afectados son: el Ganges (FLOR, 2004), el Nilo con la famosa presa de Asuán (FANOS, 1995; STANLEY and WARNEY, 1998; El-RAEY, 1999; FRIHY and DEWIDAR, 2003), el Huanghe o Río Amarillo y el Chianjiang (WANG, 1998; CHU et al., 2006; FAN et al., 2006), el Po (CECINI, 1998; STEFANI and VINCENZI, 2005; EUROSION, 2004). En la Península Ibérica, con sus más de 170 presas, el río Ebro ha sufrido un retroceso en su delta que ha sido analizado por varios grupos de investigación (MALDONADO, 1977; DUPRE, 1987; ALONSO et al., 1990; GUILEN y PALANQUES, 1992; JIMÉNEZ y SÁNCHEZ-ARCILLA, 1993; SÁNCHEZ et al., 1998; SÁNCHEZ-ARCILLA et al., 2001; CROUS y PINTÓ, 2005). Quizás, uno de los ejemplos regresivos más espectaculares es el existente en el delta del Huanghe (China) a consecuencia de la construcción de una presa y de su posterior canalización a mediados del siglo pasado. Su puesta

en servicio causó causando posteriormente un retranqueo de su costa con tasas superiores a los 250 m/año (FAN et al., 2006, ver Fig. VIII-10). En el caso de la costa portuguesa, se piensa que prácticamente el 80% de la erosión que sufren sus playas es una consecuencia del levantamiento de este tipo de infraestructuras en los valles (DIAS et al., 2000). Por su lado, en la costa japonesa de Nakoso, que hasta hace poco apenas tenía erosión, se ha experimentado un importante incremento de la pérdida de litoral atribuida, también, a la construcción de un nuevo embalse en el río Samegawa (SATO et al., 2004).

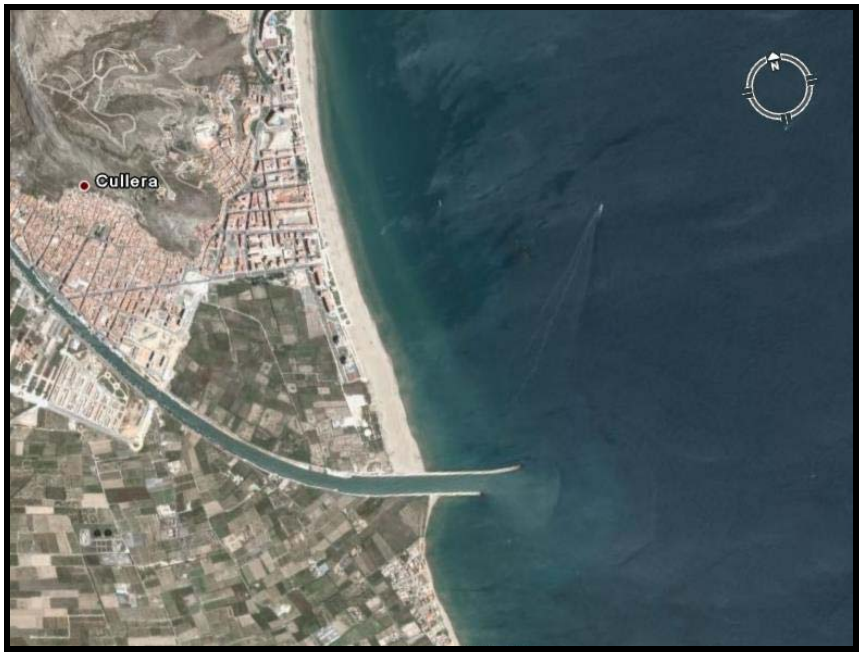


Fig. VIII-9.- Acumulación/erosión en playas efectuada por la boca de una canalización en las inmediaciones de la playa de Cullera. Extraído del Google Earth, Imagen SPOT, 2007.

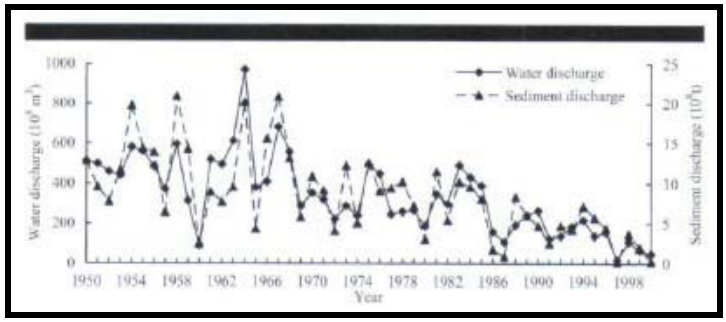


Fig. VIII-10.- Cambios en la carga de sedimento y en el caudal del río Huanghe a partir de la construcción de un sistema de canalización del río y una gran presa para aprovechamiento hidroeléctrico (Según Fan et al., 2006).

Por otro lado, las necesidades existentes para la obtención de arena con destino a la construcción, hacen de los ríos uno de los modos más frecuentes y fáciles para la obtención de áridos.

- **Las actividades agrícolas:** la carencia y disminución de los caudales por efecto de la "nueva industria" turística y, agroalimentaria, tiene igualmente consecuencias en el litoral (BILLEAUD et al., 2005; GRUNEWALD, 2006). En nuestro país, los campos de cultivo necesitan para el riego importantes cantidades de agua que suelen suponer cerca del 70-80% del consumo total –más de 20.000 millones de metros cúbicos (INE, 2007). Supone, por lo tanto, una importante alteración y cambio en la dinámica fluvial de muchos ríos en España al quedar disminuida su eficacia erosiva y su capacidad de acarrear sedimentos. Respecto a Europa y, a consecuencia de la agricultura, se han observado transformaciones desde tiempos históricos en las inmediaciones de distintos deltas el del Ródano, Huanghe, Po y el propio Ebro (GARCÍA et al., 2002; VELLA et al., 2005; WANG et al., 2006; VALIELA, 2006). Incluso, en el cañón submarino de "Capbreton", en la desembocadura del rió Adour (Francia), donde la tasa de colmatación desde tiempos holocenos alcanzaba los 10 m/año, ha sufrido una paralización de la llegada de aportes. Según parece, este hecho es una consecuencia de las intervenciones en el río, de su canalización y de la incipiente actividad agraria que experimentó esa región a partir del el siglo XVI (GAUDIN et al., 2006).

8.2.- BREVE SÍNTESIS DEL BALANCE DE LA EROSIÓN COSTERA EN EL MUNDO.

Para abordar este apartado, se han examinado más de un centenar de artículos aparecidos en los últimos 5 años en distintas revistas científicas y en varios informes internacionales dedicados al análisis y lucha contra la erosión litoral en todo el mundo. A partir de ellos, se han confeccionado una serie de tablas con las tasas expresadas mayoritariamente en rangos de retroceso "metros/año" y, en algún caso en pérdidas de de arena de "metros cúbicos por metro lineal de playa y año". No todos los artículos tenían expresada de esta forma los valores de retranqueo y se han tenido que elaborar

para poder homogeneizar los resultados. Hay que señalar que muchos de esos trabajos han tenido que descartarse. Esto se debe a que si bien incorporaban datos, analizaban fenómenos erosivos puntuales como huracanes y tormentas tropicales o de medidas de apenas un año que no sirven para establecer un balance positivo o negativo dentro de una escala temporal mas o menos prolongada en el tiempo.

- ***Erosión en la costa de Estados Unidos***

Estados Unidos es, probablemente, uno de los países que ejerce mayor seguimiento, o como se ha acuñado recientemente, "monitorización" de su litoral. El motivo: la importancia económica que albergan muchas de playas como las de Florida o California y sus puertos, que son centros de intercambio con multitud de puntos de otros océanos. El hecho de ofrecer un conjunto de costas incluidas entre las más amenazadas del mundo y coincidir con una de las economías más potentes, ha creado un caldo de cultivo que incentiva la investigación y la tecnología dedicada al litoral. Se puede confirmar que, tanto la costa atlántica como la pacífica que bordean los Estados Unidos, tienen una tasa media de retroceso de sus orillas próxima a los 0,3 y los 2 m/año (Ver Tablas VIII-II y VIII-III). Como se comentó con anterioridad, casi el 90% del litoral estadounidense se encuentra en retroceso y sus costes pueden alcanzar los 3 billones de dólares (NOAA, 2007): cada año se pierden más de 500 millones de dólares por estas causas (THC, 2000) y anualmente es necesario regenerar con arena más de 200 playas (NOAA, 2007).

TASAS DE EROSIÓN EN ESTADOS UNIDOS		
	TASA DE EROSIÓN	
LOCALIZACIÓN	*(m/año)*	*OCÉANO/MAR*
Bethany, DEL	0,3	ATLÁNTICO
Berrien, MI	<0,3	LAGO MICHIGAN
Brazoria, TX	1,5 a 1,8	ATLÁNTICO
Brevard, FL	<0,3	ATLÁNTICO
Brunswick, NC	0,3 a 0,6	ATLÁNTICO
Dare, NC	0,6 a 0,9	ATLÁNTICO
Galveston, TX	1,5 a 1,8	ATLÁNTICO
Georgetown, SC	0,6 a 0,9	ATLÁNTICO
Glynn, GA	0,3 a 0,6	ATLÁNTICO
Lee, FL	<0,3	ATLÁNTICO
Lincoln, OR	<0,3	PACÍFICO
Manitowoc, WI	0,3 a 0,6	LAGO MICHIGAN
Ozaukee, WI	<0,3	LAGO MICHIGAN
Racine, WI	<0,3	LAGO MICHIGAN
San Diego, CA	<0,3	PACÍFICO
Sanilac, MI	<0,3	LAGO MICHIGAN
Santa Cruz, CA	<0,3	PACÍFICO
Suffolk, NY	0,3 a 0,6	ATLÁNTICO
Sussex, DE	0,9 a 1,2	ATLÁNTICO

TABLA VIII-II.- Media de las tasas de erosión en el litoral de Estados Unidos y en las orillas de sus lagos interiores según "The Heinz Center" (2001).

En la actualidad, uno de los puntos críticos del litoral estadounidense, es la Península de Delmarva (Tabla VIII-III y Fig. VIII-11) que se emplaza entre los estados de Virginia, Maryland y Delaware (Tabla VIII-III) (DAY, 2004). Este amplio sector de más de 170 km de costa, comprende la alineación de varias islas-barrera en sentido SW-NE y, constituyen un conjunto extremadamente frágil. La tasa máxima de retroceso en alguna de sus islas-barrera es de 17 m/anuales, uno de los más importantes a escala mundial (Fig. VIII-11).

LOCALIZACIÓN	TASA DE EROSIÓN	OCÉANO/MAR	FUENTE
Desembocadura río Columbia (Portland)	1,2 m/a	PACÍFICO	SWCES, 2003
The Oceanside Littoral Cell (San Diego)	0,08 a 0,43 m/a	PACÍFICO	Young & Ashford, 2006
Presque Isle (Pennsylvania)	1,7 m/a	LAGO ERIE	Foyle & Norton, 2006
Faro de Cape Cod (Massachusetts)	0,6 m/a	ATLÁNTICO	NEWL, 2007
Fort Ord (California)	1,5 m/a	PACÍFICO	Thornton et al., 2006
Washington (Washington)	0,05 m/a	ATLÁNTICO	Allan % Komar, 2006
Oregón (Oregón)	0,02 m/a	PACÍFICO	Allan % Komar, 2006
Isla de Thompson (Boston)	0,11 m/a	ATLÁNTICO	Himelsstoss et al., 2006
Isla de Long (Bostón)	0,02 a 0,53 m/a	ATLÁNTICO	Himelsstoss et al., 2006
Isla de Peddocks (Boston)	0,03 a 0,25 m/a	ATLÁNTICO	Himelsstoss et al., 2006
Isla de Grape (Boston)	0,15 m/a	ATLÁNTICO	Himelsstoss et al., 2006
Solana Beach (California)	0,08 a 0,13 m/a	PACÍFICO	Young & Ashford, 2006
Monterey (California)	0,07 a 0,15 m/a	PACÍFICO	Dingler & Reiss, 2002
Fort Ord (California)	1,3 m/a	PACÍFICO	Dingler & Reiss, 2002
Santa Cruz/Monterey (Manresa State beach)	1 a 2 m/a	PACÍFICO	Dingler & Reiss, 2002*
Manresa/Santa cruz County	0,2 a 0,63 m/a	PACÍFICO	Moore & Griggs
Calvent Cliffs (Maryland)	1 m/a	ATLÁNTICO	Millar et al., 1998
Nags Head (Carolina)	0,2 m/a	ATLÁNTICO	Pilkey & Cooper, 2004
Península de Delmarva (Virginia)	1a 17 m/a	ATLÁNTICO	Day, 2004
Rehoboth Bay (Delaware)	0,14 a 0,43 m/a	ATLÁNTICO	Scwimmer, 2001
Península de Delmarva (Maryland)	0–5 m/a	ATLÁNTICO	Day, 2004
Península de Delmarva (Delaware)	1 a 3 m/a	ATLÁNTICO	Day, 2004

TABLA VIII-III.- Tasas de Erosión de la costa de Estados Unidos de distintos estudios realizados entre el año 2001 y el 2006. En fondo verde: acantilados; en fondo azul: *Bluffs* (pequeños acantilados) de origen glaciar; En fondo blanco: playas, islas barrera y flechas. Elaboración propia.

Respecto al retroceso de acantilados, hay que señalar que, las tasas suelen ser normales (valores inferiores al metro) a excepción de los existentes en Fort Ord (California) y Calvent Cliffs (Maryland) donde confluyen factores antrópicos con la naturaleza débil del sustrato geológico que favorecen su actual degradación (MILLAR et al., 1998 y THORNTON et al., 2006).

En definitiva, como se puede apreciar en la Fig. VIII-12 casi todo el perímetro de este país sufre, en mayor o menor medida, un retroceso de su litoral. Incluso, las orillas bañadas por el Lago Míchigan se ven afectadas debido a la convergencia de los factores vinculados a los procesos tectónicos y los relacionados con los de elevación de las aguas por diversas causas (mayor aporte del deshielo, factores antrópicos, etc.).

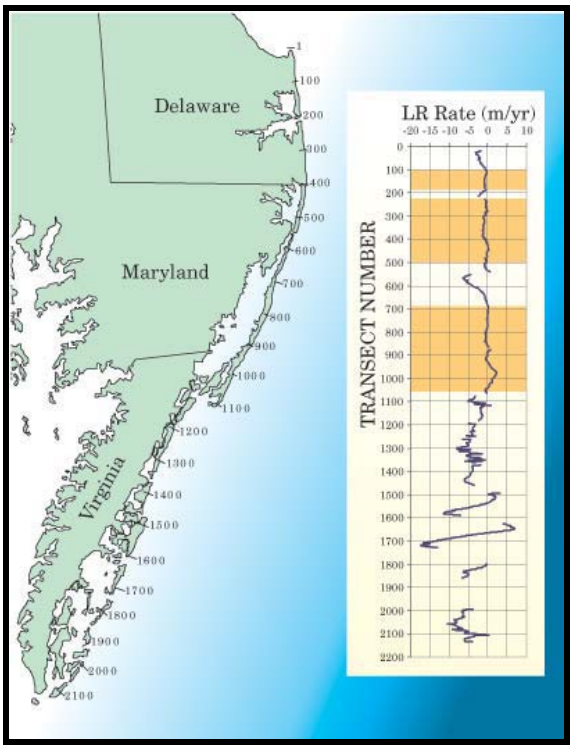


Fig. VIII-11.- Tasas de erosión en la Península de Delmarva (según Day, 2004).

Fig. VIII-12.- Principales zonas erosivas de la costa de Estados Unidos. Elaboración propia.

- **Erosión en la costa Europea (a excepción de la Península Ibérica).**

En Europa, el estudio del balance erosivo costero se inició hace poco tiempo. No obstante, cada día disponemos de mayor cantidad de datos acerca de la evolución reciente de los litorales que bordean nuestro continente.

Antes de dar algunas cifras (Tabla VIII- IV), es necesario realizar una breve lectura de los primeros párrafos del citado documento EUROSION (2004) en el que se recogen algunos datos interesantes y que confirman parte de lo comentado con anterioridad:

"…Todos los países costeros de la Unión Europea están afectados por la erosión costera. En el 2004, aproximadamente 20.000 kilómetros de costa de la Unión, un 20%[2] del conjunto, se han visto afectadas por serios impactos.
En la mayor parte de las zonas existe un retroceso efectivo de la línea de costa (15.100 km), a veces a pesar incluso de las obras de defensa (2.900 km). Además, existen otros 4.700 km de costa que han sido estabilizados artificialmente.

La superficie perdida o seriamente afectada por la erosión es del orden de 15 km^2 por año. En el periodo 1999-2002, entre 250 y 300 viviendas tuvieron que ser abandonadas en Europa como resultado del riesgo de erosión inminente, y otras 3000 han visto reducido su valor de mercado en más de un 10%. Estas pérdidas son sin embargo muy inferiores a las pérdidas potenciales por riesgo de inundación de las zonas costeras debido a la erosión y desaparición de los sistemas dunares costeros y defensas marinas. Esta amenaza tiene el potencial de afectar a varios miles de kilómetros cuadrados y millones de personas En los últimos 50 años la población establecida en los municipios costeros ha crecido más del doble, para llegar a los 70 millones de habitantes en 2001y el valor total de bienes económicos localizados en una franja de 500 metros desde la línea de costa se han multiplicado estimándose entre 500 y 1000 millones de euros en el 2000. Según las predicciones de cambio climático, el riesgo de erosión e inundación aumenta cada año para infraestructuras urbanas, turísticas e industriales, tierras de cultivo, áreas de recreo y hábitats naturales.

Estudios dirigidos por el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático de la ONU (IPCC) consideran que el número anual de víctimas debido a la actual erosión costera e inundaciones alcanzará las 158.000 en 2020 y que más de la mitad de los humedales desaparecerían como consecuencia de la subida del nivel del mar[3].

[2] A causa del reajuste isostático post-glaciar, Suecia y Finlandia están sujetos a un descenso relativo del nivel de mar, por tanto no se ven afectados por la erosión costera (excepto al sur de Suecia). Si no tenemos en cuenta las costas estables de Suecia y Finlandia, el total de costa afectado por la erosión en Europa alcanza un 27%.

[3] Salman et al, Coastal Erosion Policies: Defining the issues. EUROSION Scoping Study, 2002. Las ilustraciones están sacadas del Global Vulnerability Assessment. WL Delft Hydraulics / Rijkswaterstaat, 1993.

La dificultad reconciliar la seguridad de las personas y de los bienes con los beneficios de los procesos naturales ha aumentado considerablemente en los 15 últimos años debido al aumento de inversiones de capital (en defensa costera) y a la reducción de los aportes fluviales. La longitud del frente litoral intervenido por obras de ingeniería se ha incrementado en 934 km. De los nuevos 875 km de costa en erosión (en erosión en 2001 pero no en 1986), el 63% se hallan situados a menos de 30 kilómetros de las zonas intervenidas con obras de defensa. En cuanto al 37% restante, su densidad tiende a ser mayor en las regiones donde el nivel del mar ha ascendido más de 20 centímetros en los últimos 100 años, y se prevén otros 80 cm de ascenso en este siglo.

El coste económico de acciones de mitigación va en aumento. En 2001, los fondos públicos dedicados a la protección de las costas contra el riesgo de erosión e inundación se estima en 3.200 millones de euros (2.500 en 1986)[4]*. Sin embargo, estas inversiones reflejan principalmente la necesidad de proteger los bienes expuestos a un riesgo inminente, pero no reflejan los costes inducidos por actividades humanas a largo plazo. Según estudios previos de Naciones Unidas - IPCC, los gastos estimados serán de una media de 5.400 millones de euros anuales entre 1990 y 2020* [5] *....*

Hoy en día, aproximadamente 70 de los 455 millones de ciudadanos de la recién ampliada Unión Europea, es decir un 16% de la población de la UE, vive en municipios costeros. Esta proporción continúa aumentando"

De esta lectura inicial, se extrapola la importancia que tiene para el futuro el seguimiento de la evolución del litoral. En la tabla VIII-IV, se exponen aquellas playas de la Unión Europea (a excepción de la Península y Baleares) en las que se está realizando un seguimiento y, por tanto, existen datos acerca de las tasas de erosión que sufren. El informe presenta otros tantos lugares pero sin aportar ningún tipo de resultados por lo que se han obviado. Si a dicha tabla, le añadimos los resultados obtenidos en el análisis de otros estudios científicos (Tabla VIII-V), se puede apreciar con nitidez cómo una de las costas más afectadas por el retroceso costero es la del sureste de Inglaterra y del occidente de Francia. Es en ellas donde los acantilados experimentan importantes pérdidas volumétricas cada año como son los casos de Happisburg con -1 m/año (Inglaterra) o Criel-Sur-Mer con -10 m/año. Respecto a las playas, ambos países también tienen las mayores regresiones con valores máximos de 23 m/año en la Isla d'Olerón (Francia) y 10 m/año en Scratby y Winterton (Inglaterra). Como se comentó con anterioridad, los casos británicos están teniendo una gran repercusión social debido a que el retroceso litoral afecta tanto antiguas poblaciones

[4] Resultados de EUROSION survey 2002; las figuras de 1986 son imprecisas.
[5] Salman et al, Coastal Erosion Policies: Defining the issues. EUROSION Scoping Study, 2002. Las ilustraciones están sacadas del Global Vulnerability Assessment. WL Delft Hydraulics / Rijkswaterstaat, 1993.

históricas como a nuevas construcciones. Todo ello obliga al Gobierno a mejorar su política de planificación costera. Otro de los ámbitos geomorfológicos más amenazados lo constituyen los deltas europeos: el del Ródano (Rhone) con valores de retranqueo al año comprendidos entre 4 y 8 m o el del Danubio que alcanza en algunas márgenes los 15 m de retroceso.

LOCALIZACIÓN	TASA DE EROSIÓN En: m/a; m3/m/lineal de playa; %	OCÉANO/MAR
Essex/INGLATERRA	0,5 a 0,71 m/a	Atlántico
Isla de Wight/INGLATERRA	0,8 a 2,4 m/a	Atlántico
Sussex/INGLATERRA	0,6 a 1 m/a	Atlántico
Rosslare/IRLANDA	0,5 a 1 m/a	Atlántico
Donegal Bay-Rossnowlagh/IRLANDA	0,5 m/a	Atlántico
De Haan/BÉLGICA	8%	Mar del Norte
Zeebruge/BÉLGICA	40-100 m3/m/año	Mar del Norte
Shabla - Krapetz/BULGARIA	0,2 a 2 m/a	Negro
Dolos-Kiti/CHIPRE	0,5 a 1 m/a	Mediterráneo
Liseleje/DINAMARCA	0,5 a 1 m/a	Mar del Norte
Jutland/DINAMARCA	3 a 11 m/a	Mar del Norte
Tallinn/ESTONIA	0,1 m/a	báltico
Costa de Aquitania (Landas)/FRANCIA	10 m/a	Atlántico
Delta del Rhone/FRANCIA	4 a 8 m/a	Mediterraneo
Isla de Sylt/ALEMANIA	1,5 a 15 m/a	Mar del Norte
Giardini - Naxos (SICILIA)/ITALIA	2,9 a 5 m/a	Mediterraneo
Vecchia Pineta/ITALIA	5 m/a	Mediterraneo
Gulf of Riga/LETONIA	1 a 2 m/a	Báltico
Klaipeda/LITUANIA	0,5 a 1 m/a	Báltico
Holland Coast/HOLANDA	2 a 3 m/a	Mar del Norte
Western Scheldt estuary/HOLANDA	5,4 m/a	Mar del Norte
Hel Peninsula/POLONIA	1,2 a 1,8 m/a	Báltico
Western Coast of Poland/POLONIA	0,2 a 1 m/a	Báltico
Costa de Eslovenia/ESLOVENIA	0,06 m/a	Adriático
Delta del Danubio/RUMANIA	8 a 15 m/a	Negro
Mamaia/RUMANIA	1 a 2 m/a	Negro
Ystad/SUECIA	1 a 1,5 m/a	Báltico

TABLA VIII-IV.- Tasas de erosión de la Unión Europea. Elaborado a partir del informe Eurosión (2004).

El caso de la isla de Olerón (Francia) es realmente espectacular. Su anchura no supera los 12 km y la velocidad de los procesos erosivos que en ella se registran son realmente preocupantes (Fig. VIII-13). También hay que señalar el caso de Stromboli en el que se conjuga la acreción/erosión en función de la actividad volcánica. En momentos de "*calma eruptiva*", sus playas conocen una nítida tendencia erosiva por la fragilidad que presentan los materiales de naturaleza volcánica. Cuando hay erupciones, el balance se neutraliza con la incorporación de nuevos materiales al litoral. Aún así, la tasa media sigue siendo regresiva para las playas de esta isla volcánica con una media de 1,9 m/año.

Evidentemente, todas estas playas y acantilados incluidos en las tablas y figuras no son los únicos "*puntos calientes*" del retroceso europeo. Hay que establecer un

balance muy negativo en lo que se ha venido a determinar playas regeneradas que, desafortunadamente son muchas y no todas están inventariadas al costear cada país sus gastos de reparación. Por ejemplo, sin la alimentación artificial de arena, playas como la de "Sables-D'Olonne", en Francia, ya no existirían y los habitantes de este sector turístico tendrían importantes pérdidas económicas.

TASAS DE EROSIÓN EN EUROPA			
LOCALIZACIÓN	En: m/a; m3/m/lineal de playa; Ó %	OCÉANO/MAR	FUENTE
Scratby/INGLATERRA	10 m/a	Atlántico	CCAG,2007
Winterton-Norfolk/INGLATERRA	10 a 7,1 m/a	Atlántico	Gowen, 2001
Happisburgh-Norfolk/INGLATERRA	1 m/a	Atlántico	CCAG,2007
Great Yarmouth-Norfolk/INGLATERRA	6 m/a	Atlántico	CCAG,2007
Reculver/INGLATERRA	1 a 2 m/a	Atlántico	WCP, 2005
Barmston-Yorkshire/INGLATERRA	2 m/a	Atlántico	Tennison, 2005
Humber/INGLATERRA	2,3 m/a	Atlántico	WYAS, 2007
Hornsea-Yorkshire/INGLATERRA	2 m/a	Atlántico	CCAG,2007
Studland-Isla Purbeck/INGLATERRA	3 m/a	Atlántico	CCAG,2007
Suffolk-Dunwich/INGLATERRA	0,6 m/a	Atlántico	Pye & Blott, 2006
Suffolk-Dunwich/INGLATERRA	1 m/a	Atlántico	Pye & Blott, 2006
Stromboli/ITALIA	1,9 m/a	Mediterráneo	Romagnoli et al., 2006
Knokkey-Heist/BÉLGICA	40.000 m3/m/a	Mar del Norte	Deronde et al., 2006
Ile d'Oleron/FRANCIA	23 m/a	Atlántico	Arteaga, 2007
Ile d'Oleron/FRANCIA	0,4-0,7 m/a	Atlántico	Arteaga, 2007
Criel-Sur-Mer/FRANCIA	10 m/a	Atlántico	Meur-Ferec, 2004
Le Touquet/FRANCIA	0,4-2 m/a	Atlántico	Battiau-Queney et al., 2003
Pl. Vougot-Finistere/FRANCIA	1,5 m/a	Atlántico	Suanez et al., 2006

TABLA VIII-V.- Tasas de erosión en Europa a partir del análisis de distintos trabajos científicos. (En verde las tasas mínimas y en amarillo las máximas).

Otro elemento a destacar es que el efecto de la erosión se produce en las costas de los todos los mares que bañan el continente europeo: desde las procelosas aguas del Atlántico, Mar del Norte y del Báltico hasta los mares Mediterráneo y Negro. Los motivos de estos retrocesos son, en su mayoría, atribuibles a la conjunción de alteraciones de la deriva costera por interferencia de distintos tipos de infraestructuras y otras causas naturales en las que no se descarta la influencia de la subida del nivel del mar.

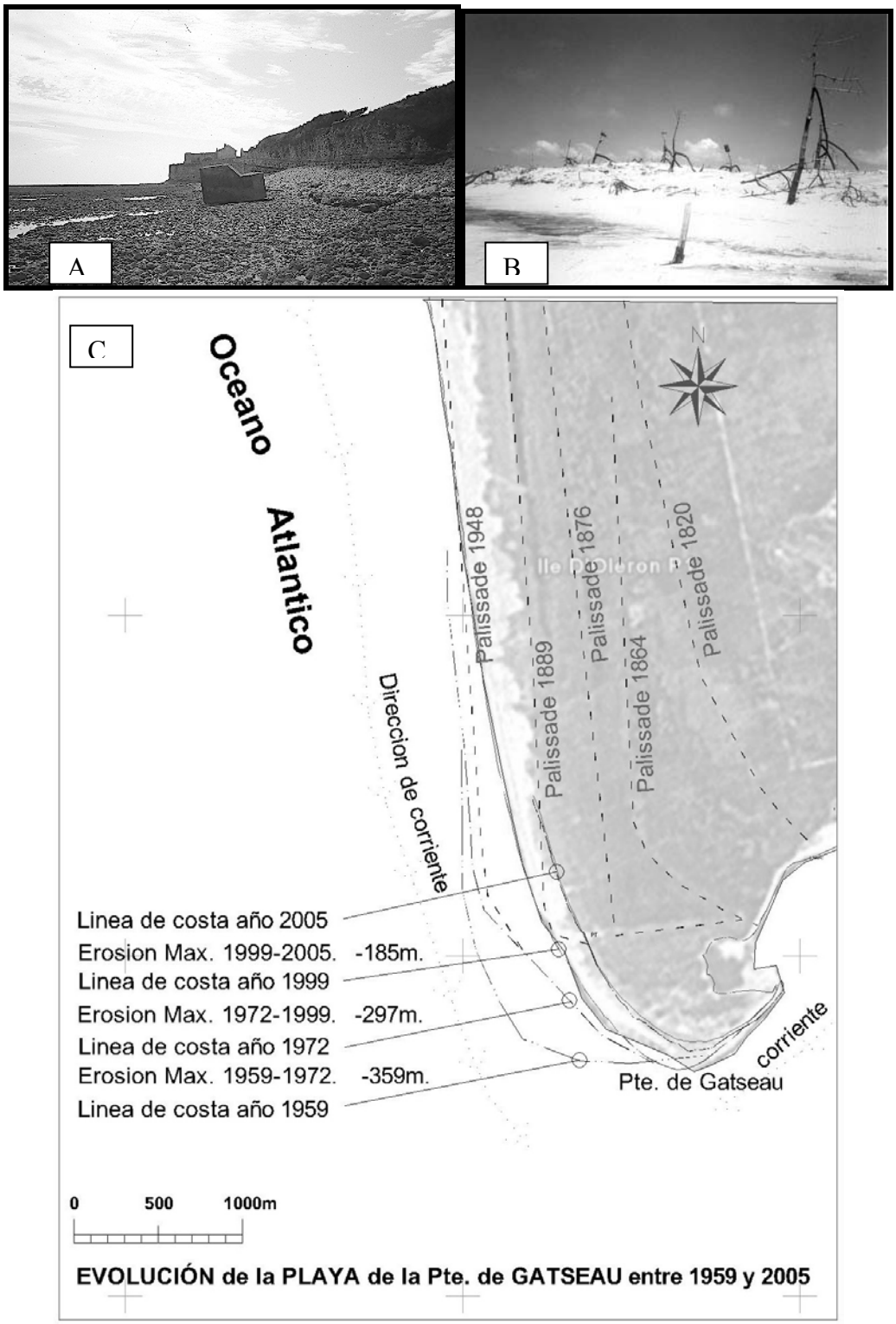


Fig. VIII-13.- Erosión en la Isla de Olerón (Francia): A) Vista en bajamar (Julio del año 2000) de un *bunker*, construido durante la IIª Guerra Mundial, que hace unos 40 años aún se encontraba sobre el acantilado. B) Vista de Julio de 2002 del bosque correspondiente a la zona recuperada al mar en 1948. Hoy en día está totalmente cubierto por las aguas. C) Evolución de la línea de costa en el Puntal de Gatseau-Saummonards al sur de la Isla de Olerón, sector con un retroceso medio de 23 m/año. Elaboración propia. (Extraído de ARTEAGA, 2007).

Fig. VIII-14.- Playas con erosión crítica en el continente europeo- en amarillo- (a excepción de la Península). Elaboración propia a partir de imágenes del Google Earth.

- **Erosión en las Costas de latitudes altas.**

Un de los ámbitos costeros recientemente objeto de un estudio sistemático, es el emplazado entorno al Océano Ártico. En el año 2005 se publicaron muchos trabajos dedicados a este espacio gracias a los cuales se ha podido efectuar la Tabla VIII-VI y la Fig. VIII-16. Este espacio costero es de sumo interés pues la escasa incidencia "directa" del hombre permite analizar minuciosamente el comportamiento de los procesos naturales que se registran en esta orilla marina. Son espacios atacados principalmente por "termoerosión", "termodenudación", "gelifracción", y, como no, el propio enviste mecánico de las olas en los períodos en los que este fenómeno se puede producir, es decir, durante los meses del deshielo. Las tasas mayores de erosión coinciden con los retrocesos de los acantilados glaciares. De modo especial, destaca el litoral de las Spitbergen (Mar Svalbard) que alcanzan tasas próximas a los 160 m/año de retroceso. Si bien el hielo es relativamente frágil, casos, también, como el de *Drew Point*, en la costa de Alaska con 8,3 m/año sobre acantilados de naturaleza más resistente, son realmente espectaculares (Fig. VIII-15 y 16.).

TASAS DE EROSIÓN-ALTAS LATITUDES			
LOCALIZACIÓN	En: m/a; m3/m/lineal de playa; Ó %	OCÉANO/MAR	FUENTE
Tuktoyaktuk/CANADÁ	0,6 a 22,5 m/a	Mar de Beaufort	Solomon, 2005; Manson et al., 2005
Charlottetown/CANADA	0,5 a 2,5 m/a	Atlántico	Forbes et al., 2004
Bouctouche "spit"/CANADA	1 a 4 m/a	Atlántico	Forbes et al., 2004
Deroche Point/CANADA	0,5 a 1,5 m/a	Pacífico	Forbes et al., 2004
Pigots Point/CANADÁ	0,5 a 1,5 m/a	Atlántico	Forbes et al., 2004
Costa del Mar de Kara/RUSIA	110 m/a	Mar de Kara	Ostroumov et al., 2005
Malii Chukocii/RUSIA	4,3 m/a	Mar de Siberia Est	Ostroumov et al., 2005
Marre-Sale Site/RUSIA	1,6 m/a	Mar de Kara	Ostroumov et al., 2005
Elson Lagoon/ALASKA	1 a 10 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Flayman Island/ALASKA	3,5 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Barrow-Peard Bay/ALASKA	0,3 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Hequette-Baernes/ALASKA	2,5 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Costa W del Mar de Beaufort/ALASKA	5,4 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Drew Point/ALASKA	8,3 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Cape Halkett/ALASKA	16 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Tangent Point Coast-Pogik Bay/ALASKA	1,7 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Delta de Colville/ALASKA	5,2 m/a	Mar de Beaufort	Jorgenson & Brown, 2005
Marre-Yakha y Sale Key/RUSIA	1,7-3,3 m/a	Mar de Barents	Vasiliev et al., 2005
Cape Shpindler/RUSIA	1,1 m/a	Mar de Barents	Vasiliev et al., 2005
Cape Bolvansky/RUSIA	0,1-0,4 m/a	Mar de Barents	Vasiliev et al., 2005
Kolgev Island (W)/RUSIA	0,6-3,5 m/a	Mar de Barents	Vasiliev et al., 2005
Glaciar de Sonklar/NORUEGA	90 m/a	Mar de Svalbard	Sharov, 2005
Gaciar de Sedov-Hook Island/RUSIA	1 m/a	Ártico	Sharov, 2005
Glaciar de Vera-Novaya Zemlia/RUSIA	113 m/a	Mar de Barents	Sharov, 2005
Glaciar de Shokal'skogo-Novaya Zemlia/RUSIA	6,8 m/a	Mar de Barents	Sharov, 2005
Glaciares de Spitsbergen Stoorbren/NORUEGA	160 m/a	Mar de Svalbard	Sharov, 2005
Cape Shalaurova-Cape Svyatoy/RUSIA	4,6 a 5,1 m/a	Mar de Laptev	Are et al., 2005
Varandei/RUSIA	1 a 34 m/a	Mar de Pechora	Ogorodov, 2005

TABLA VIII-VI.- Tasas de erosión en las regiones frías en altas latitudes. Destacaremos, igualmente la costa de Tuktoyaktuk, en el Mar de Beaufort, donde el retroceso anual llega a los 22,5 m/año (SOLOMON, 2005).

Fig. VIII-15.- Desprendimiento en la costa de Drew Point (Alaska). Obtenido de USGS (2007).

La mayoría de los trabajos apuntan a que estos retrocesos se deben a causas naturales y/o vinculadas al cambio climático, a excepción de las costas de Laptvev y de Barents donde se han podido observar ciertas alteraciones antrópicas.

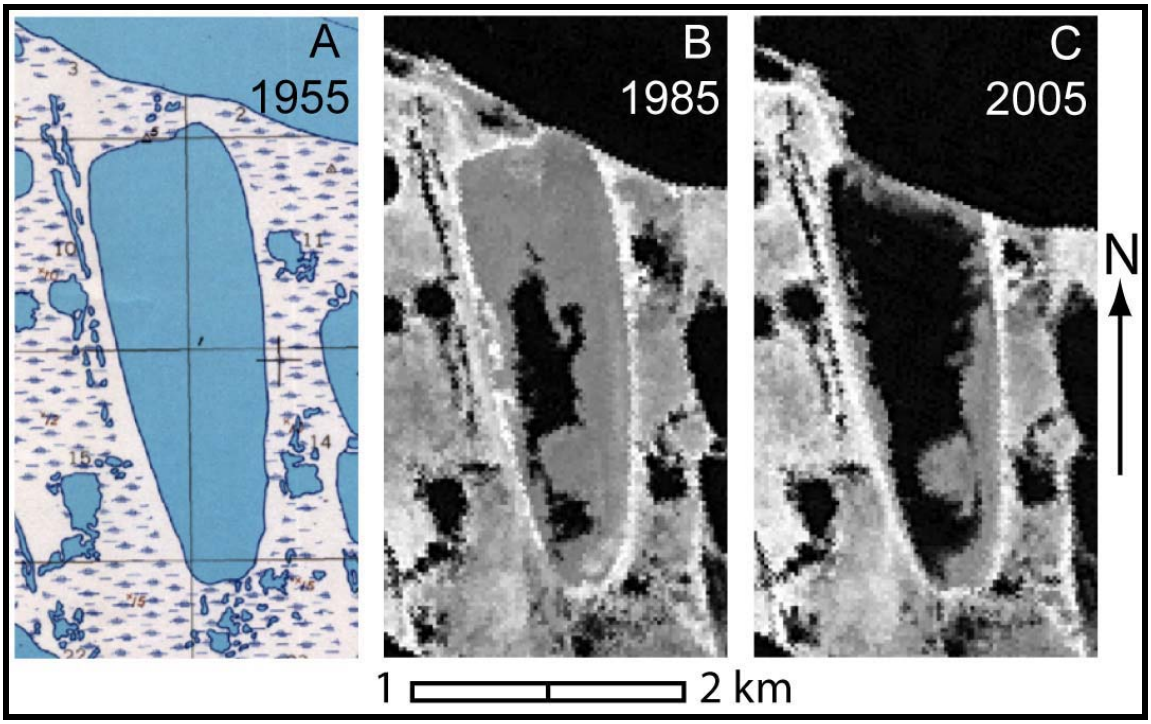


Fig. VIII-16.-Seguimiento del retroceso del borde costero de Alaska. (USGS, 2007).

- **Impacto de la erosión en las costas del Mar Caribe y de África occidental.**

El estudio de la erosión costera en los "*Países en Desarrollo*" es llevado a cabo por organismos vinculados y financiados por la ONU. Por lo tanto, suelen revestir la naturaleza científica de informes más que de publicaciones. En el caso del Caribe, la PNUMA (Plan de Naciones Unidas para el Medio Ambiente) realizó un importante esfuerzo que concluyó en un documento llamado – "*Diagnóstico de los Procesos de Erosión en las Playas Arenosas del Caribe*" - y publicado en el año 2003. En él se analizaba en detalle, sobre todo, la franja costera cubana (Tabla VIII-VII). Existen algunos datos más de otras islas de menor entidad y de ciertos ámbitos costeros como los de Honduras y Guatemala donde sólo se menciona si existe erosión o no.

TASAS DE EROSIÓN-ASIA, AUSTRALIA,ÁFRICA Y CARIBE			
LOCALIZACIÓN	En: m/a; m3/m/lineal de playa; Ó %	OCÉANO/MAR	FUENTE
Lord Howe/AUSTRALIA	0,05 m/a	Pacífico	Woodroffe et al., 2006
Woody Bay-Iluka/AUSTRALIA	2 m/a	Pacífico	Goodwin et al., 2006
Woody Head/AUSTRALIA	0,9 m/a	Pacífico	Goodwin et al., 2006
Shark Bay/AUSTRALIA	3 m/a	Pacífico	Goodwin et al., 2006
Middleton-Encounter Bay/AUSTRALIA	2 m/a	Pacífico Sur	Bourman et al., 2000
Landowners-Encounter Bay/AUSTRALIA	0,3 m/a	Pacífico Sur	Bourman et al., 2000
Murray mouth/AUSTRALIA	80 m/a	Pacífico Sur	Bourman et al., 2000
Wanwangou-Delta Huanghe/CHINA	510 m/a	Bohai	Fan et al., 2006
Diaokou-Delta Huanghe/CHINA	260 m/a	Bohai	Fan et al., 2006
Zimaigou/Delta Huanghe/CHINA	240 m/a	Bohai	Fan et al., 2006
Chaohe/Delta huanghe/CHINA	290 m/a	Bohai	Fan et al., 2006
Antigua Barbuda/ISLAS CARIBE	0,85 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Cambers,2003
Islas Vírgenes/ISLAS CARIBE	0,36 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Cambers,2003
Granada/ISLAS CARIBE	0,31 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Cambers,2003
Isla Anguila/CARIBE	9 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Cambers,2003
St. Kitts/CARIBE	0,27 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Cambers,2003
Nevis/ISLAS CARIBE	0,85 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Cambers,2003
Dominica/ISLAS CARIBE	1,06 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Cambers,2003
Varadero/CUBA	1,2 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Juanes,2003
Cayo Paraiso/CUBA	3 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Juanes,2003
Cayo Moa/CUBA	3 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Juanes,2003
Veneciana/CUBA	2-3 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Juanes,2003
Guanabo/CUBA	2-3 m/a	Caribe	PNUMA, 2003/Juanes,2003
Playa Rosarito/MÉJICO	0,4-2,8 m/a	Pacífico	Lizárraga et al., 2006
Montjoly-Ile-Cayenne/Guy. Francesa	1-16 m/a	Caribe	Eurosion, 2004
TASA MEDIA COLOMBIA	0,5-5 m/a	Atlánt/Pacif	PNUMA, 2003
golfos de Morrosquillo y de Urabá/COLOMBIA	40 m/a	Caribe	PNUMA, 2003
Río Hacha-Dibulla	0,5 a 4 m/a	Caribe	Correa et al., 2005
Gosselin-Ile-Cayenne/Guy. Francesa	1-7,3 m/a	Caribe	Eurosion, 2004
Río Negro/ARGENTINA	0,5 m/a	Atlántico	Kokot et al., 2004
Pepilla/CUBA	2,5 m/a	Caribe	Juanes, 2003
TASA MEDIA SENEGAL	2 m/a	Atlántico	UICN, 2004
Accra/GHANA	0,2 m/a	Atlántico	Campbell, 2006
Alejandría/EGIPTO	0,2-0,5 m/a	Atlántico	Frihy and Dewidar, 2003
Chabahar Bay/IRÁN	0,8 m/a	Atlántico	Charibreza & Motamed, 2006
TASA MEDIA GOLFO DE GUINEA	20-30 m/a	Golfo de Guinea	UICN, 2004
Isla Victoria/NIGERIA	20-30 m/a	Golfo de Guinea	UICN, 2004
TASA MEDIA NIGERIA	30 m/a	Golfo Pérsico	ENS, 2002

TABLA VIII-VII.- Tasas de erosión en distintos puntos costeros del Planeta. Elaboración propia a partir de informes y publicaciones científicas.

En este documento, y a partir de los artículos realizados en otros parajes de la costa centro-sudamericana, se pueden extrapolar distintas ideas:

- En Cuba cerca del 90% de sus playas sufre problemas de erosión. Los motivos son tanto naturales (subida del nivel medio del mar y eventos intensos como los huracanes) como antrópicos. En algunos casos con impactos muy importantes como pueda ser la popular playa de "*Varadero*", que ha tenido que ser totalmente regenerada desde el año 1987. Muchas de las playas cubanas superan el metro de erosión al año.
- Igualmente, el resto de las islas del Caribe (las que han podido ser estudiadas), sufre retrocesos pero de menor cuantía que apenas alcanzan el metro/año.
- En Méjico hay constancia de tasas de erosión cercanas a los 2 m/año en sectores de influencia turística como la Rivera Maya, Cancún, etc.
- En la costa colombiana, su franja noreste es la más afectada y, en particular, la de los Golfos de Morrosquillo-Uraba con tasas que superan los 40 m/año. En algunos casos se piensa que además de los efectos antrópicos, hay motivos tectónicos y de diapirismo que explican estos altos valores erosivos.

- En Centro-América hay constancia de retroceso en muchas franjas litorales pero no han podido ser estudiados.

Igualmente, creo interesante, la lectura de un fragmento del informe del PNUMA (2003):

"…Los procesos naturales que provocan la alteración física de las costas, se ven en muchos casos acelerados producto de la incidencia directa de actividades humanas.

En la contribución de la profesora Cambers, se destaca que unido al desarrollo económico y el incremento del empleo, el turismo también trajo problemas ambientales, particularmente en sus inicios en las décadas de los 70 y 80, cuando su crecimiento se producía de manera descontrolada. El precedente creado por esa situación provocó que a principios de los 80 se comenzaran a tener en cuenta los controles ambientales cuando muchos de los daños ya habían sido provocados. Islas como Barbados, ya presentaban serios problemas de contaminación y afectaciones a sus arrecifes costeros, Jamaica comercializaba con la exclusividad de sus playas de manera que los residentes locales no tenían acceso a la costa en largas distancias e incluso pequeñas islas como Montserrat, pasaron por un boom de la industria de la construcción e incrementaron la extracción de arena en sus playas.

Desafortunadamente las dunas de arena son vistas con frecuencia como los primeros sitios para la actividad minera. Muchas áreas de dunas han desaparecido completamente como resultado de la extracción de material, como ha ocurrido en Josiah'Bay en Tortola, en las Islas Vírgenes Británicas y en Diamond Bay en la costa este de St.Vicente, donde las extensas dunas de arenas negras, con alturas superiores a los 6 m, ya no existen. En La Isabela, en la costa norte de Puerto Rico, la actividad minera se ha producido en las últimas dos décadas, quedando apenas una estrecha franja de duna residual que es rota muchas veces durante las tormentas…"

Enlazando con este planteamiento, el caso africano es muy similar. Un informe de la Unión Mundial por la Naturaleza (UICN, 2004), alertó del "*problema africano*". Aquellos países que iniciaban una proyección turística de sus costas, consiguiendo entradas de divisas de mucha importancia, empezaban a ver peligrar tan halagüeñas perspectivas ante las graves alteraciones ocasionadas en sus costas derivadas de las nuevas infraestructuras destinadas a la incipiente hostelería. Paskoff ya dio el primer aviso en los años "90" cuando pudo apreciar el espectacular retroceso de la costa de Togo por motivos similares. En definitiva y "*a priori*", el litoral más afectado es el Atlántico aunque todavía, no se sabe bien cuales son los otros "*puntos calientes*" presentes en las costas de este continente. Nos quedaremos con un dato impresionante: los 20-30 m/año de retroceso de la costa de Guinea que está obligando a la evacuación de muchos habitantes de estas regiones.

Por lo tanto, una vez más los la falta de planificación costera puede literalmente acabar con los beneficios que aporta el turismo a este tipo de regiones.

- **Otros espacios costeros: Asia y Australia.**

De Asia apenas proviene información suficiente para establecer una valoración rigurosa. Algunos trabajos se orientan más a la parte más llamativa como son los efectos del "monzón". Sin embargo, el caso del río Huanghe es excepcional. El extraordinario proceso erosivo ocasionado por sus infraestructuras lo ha hecho foco de múltiples investigaciones donde se han podido constatar retrocesos de hasta 500 m/año. Las causas antrópicas han sido ya citadas: la apertura de canalizaciones y el aprovechamiento de las centrales hidroeléctricas.

Australia es un continente muy estudiado pero, sobre todo, en lo relativo a los atolones y arrecifes de coral que la bordean que, serán objeto de un breve análisis en un capitulo posterior.

- **La erosión en la Península Ibérica**

En el caso de la Península Ibérica y, en particular de la costa española, el estudio de la erosión del litoral se ha iniciado recientemente aunque, en los últimos años, se ha incrementado el número de trabajos al respecto (Tabla VIII-VIII). Respecto a la costa portuguesa los estudios vinculados a la erosión costera son, aún más si cabe, igualmente incipientes. Sin embargo, es de sobra conocido que el litoral peninsular se encuentra en una fase de importante retroceso y, en especial, el litoral valenciano (SANJAUME et al., 2005 y YEPES y MEDINA, 2005). Sin embargo, hay que resaltar que en el informe de Eurosión, ya mencionado, existe bastante confusión en lo que respecta a España. En su cartografía, buena parte de su litoral aparece como estable incluyéndose tramos de costa insertas en la Tabla VIII-VIII donde hay nítidas evidencias de retroceso. Además, como se destacó con anterioridad, hay una gran cantidad de playas que necesitan arena casi todos los años para evitar su desaparición. Un caso claro es el de la propia Playa de

San Sebastián o muchas playas de Málaga. Es el Delta del Ebro, estudiado desde hace años, donde concurren las tasas más elevadas de retroceso alcanzándose retranqueos, en algunas sectores, de hasta 40 m/año. Los motivos ya se especificaron y tienen una clara relación con la intensa regulación de sus caudales y la intercepción de sedimentos ocasionada por las múltiples presas que jalonan su cauce. Otro punto de cierta importancia son las costas de Cádiz donde se registraron pérdidas medias de 3 m/año debido a un balance sedimentario interrumpido por causas antrópicas y naturales.

TASAS DE EROSIÓN-PENÍNSULA IBÉRICA			
ESPAÑA			
LOCALIZACIÓN	En: m/a; m3/m/lineal de playa; Ó %	OCÉANO/MAR	FUENTE
Castellón	1 a 1,6 m/a	Mediterráneo	Eurosión,2004
Delta del Ebro	6 a 40 m/a	Mediterráneo	Eurosión,2004
Playa de La Marquesa/Delta del Ebro	2,75 a 3,59 m/a	Mediterráneo	Crous y Pinto, 2005
Acantilados SE Mallorca	0,07 a 0,05 m/a	Mediterráneo	Balaguer y Fornós, 2005
Playas de Valencia (media)	3.000.000 m3/año	Mediterráneo	Yepes y Medina, 2005
Oyambre	0,3 m/a	Cantábrico	Garrote y Garzón, 2005
La Poza/Ría Navia/Asturias	0,26 m/a	Cantábrico	Flor y Flor Blanco, 2005a
La Salve/Asón/Cantabria	0,26 a 0,08 m/a	Cantábrico	Flor y Flor Blanco, 2005a
Rodiles/Villaviciosa/Asturias	1,29 m/a	Cantábrico	Flor y Flor Blanco, 2005a
Penarronda/Asturias	0,5 m/a	Cantábrico	Flor y Flor Blanco, 2005a
Playas de Cádiz (media)	3 m/a (max. 84 m/a)	Atlántico	Gracia et ali., 2005
Playa de Bolonia/Cádiz	0,2 m/a	Atlántico	Gracia et ali., 2005
Regatón/Laredo/Cantabria	0,3 a 0,14 m/a	Cantábrico	Flor y Flor Blanco, 2005b
Mazagón/Huelva	3,2 m/a	Atlántico	Ballesta et ali.,1998
Valdelagrana, Spit/Cádiz	6 a 84 m/a	Atlántico	Lorenzo et ali., 2003
O Viveiro/Lugo	1,5 a 2 m/a	Cantábrico	Lorenzo et ali., 2003
PORTUGAL			
Vagueira-Mira	5 a 10 m/a	Atlántico	Eurosion,2004
Tasa media Aveiro	4 a 6 m/a	Atlántico	Eurosion,2004
Pl. Espinho/Aveiro sur	4,5 a 12 m/a	Atlántico	Dias et al., 2000
Tasa media Algarve	3,9 a 6 m/a	Atlántico	Dias et al., 2000
Praia Do Barril/Algarve	1,3 a 0,2 m/a	Atlántico	García et ali., 2005
Faro	1 m/a	Atlántico	Anfuso et ali. 2004
Barra Nova/S. Portugal	1 m/a	Atlántico	Balouin et ali., 2002
Vale do Lobo	0, 5 a 1 m/a	Atlántico	Eurosion,2004
Forte Novo	4 m/a	Atlántico	Dias et al., 2000

TABLA VIII-VIII.- Tasas y parajes costeros con fuerte erosión detectados en la Península Ibérica. (En amarillo tasas ,áximas y en verde las mínimas).

Respecto a la costa cantábrica, hay que señalar cómo, durante el pasado siglo XX, ha conocido todo tipo de procesos erosivos de índole natural y antrópica (incipiente urbanización desarrollada, de modo especial, en las últimas décadas). De aquí que se puedan apreciar en muchas de sus playas las consecuencias directas de la erosión (FLOR y FLOR, 2005a; GARROTE y GARZÓN, 2005).

Es la costa portuguesa, cuya configuración y tipología la hace más susceptible a la regresión. Sus amplias playas arenosas están alcanzando retrocesos que, en algún caso como la playa del Espinho en Aveiro, llegan a los 12 m/año. Algunos autores achacan esta tendencia, sobre todo, a la influencia antrópica en casi un 70% como

sucediera en las costas de Estados Unidos. Otros "*puntos calientes*" se emplazan en el Algarve donde la erosión ha obligado a la creación de una red considerable de espigones con la finalidad de acumular la arena y así proteger los intereses turísticos.

Fig. VIII-17.- Playas de la Península Ibérica y Baleares con importantes tasas de erosión y pérdida de material arenoso (en amarillo).

8.3- LA ROTURA DEL "PUNTAL DE LIENCRES" DE 1995.

El 16 de Febrero de 1995 y con ocasión de un fuerte temporal, el mar seccionó y dividió el sistema dunar de Liencres con una brecha superior a un centenar de metros (D.M., 1995a). Dicho boquete se realizó en un lapso pequeño de tiempo (24 horas) y fue ampliándose progresivamente (Fig. VIII-18) durante los 5 días posteriores hasta alcanzar una longitud de 150 m (D.M., 1995d). El momento horario de la rotura coincidió con una pleamar que tenía un coeficiente de 98.

Fig. VIII-18.- Brecha ocasionada por la rotura el día 16 de Febrero de 1995 (D.M. 1995a).

En este apartado se pretende explicar cuáles fueron las causas que motivaron su rotura. Para ello, se empleará documentación diversa, principalmente la elaborada por la FLTQ, la Demarcación de Costas y las tablas de oleaje cedidas por Puertos del Estado (A.A.V.V., 1995; A.A.V.V., 1996-inéditos).

8.3.1.- PROCESOS QUE INTERVINIERON EL DÍA DE LA ROTURA:

Al parecer (Diario Montañés. 1995a) ya existían estudios realizados por la Fundación Leonardo Torres Quevedo (A.A.V.V., 1995) de la Universidad de Cantabria. Éstos advertían de la posibilidad de una rotura debido a la tendencia del río a aproximarse al "*Puntal*". Acontecimientos de este tipo no suelen ser habituales en los ámbitos costeros de la Península Ibérica. Más bien, son fenómenos propios de ciertas formaciones barrera. Pero, en éste caso, se vincularon a la excepcionalidad de un sistema dunar tan amplio y tan expuesto a la acción del oleaje como es el de Liencres. El evento obligó a la Demarcación de Costas a efectuar un estudio más riguroso a petición de los municipios afectados.

Las primeras medidas adoptadas consistieron en el aporte suplementario de arena desde diversos sectores de la playa al tramo del "*Puntal*" afectado (Diario Montañés, 1994a). Pero ante todo, hay que mencionar que diferentes técnicos y responsables de la Demarcación de Costas aconsejaron no actuar en el marco dunar y dejar que la naturaleza siguiera su curso (D.M., 1995a; 1995b; 1995c; 1995d). La

sugerencia de los técnicos se apoyaba en el estudio tanto de la fotografía aérea de 1956 como la de los años setenta. En ellas, la ría de Mogro presentaba una salida al mar muy similar a la del momento de la rotura. En síntesis, la brecha abierta por el oleaje en las dunas respondía al desarrollo de un ciclo de regeneración-rotura que se repetía cada 40-50 años.

8.3.1.1.-Estudios previos sobre la rotura:

Gracias a la atención de D. Raúl Medina del Grupo de Emisarios Submarinos de la Universidad de Cantabria (GIOC-FLTQ) y a la Demarcación de Costas, hemos podido acceder al informe final que se realizó para determinar las causas de la rotura del "*Puntal*" (A.A.V.V., 1995 y A.A.V.V., 1996). A continuación se reproduce el texto elaborado del informe levantado por la "Fundación Leonardo Torres Quevedo" (FLTQ) (A.A.V.V, 1995) como asistencia técnica para el "Proyecto de Defensa y Regeneración de la Duna de Liencres" (A.A.V.V., 1996) ya que nos parece de sumo interés y ha sido de gran valía a la hora de contrastar sus datos con los de nuestra investigación, y más si cabe, siete años después:

"...El objetivo del presente estudio es conocer los factores morfodinámicos que gobiernan la estabilidad de la Playa de Valdearenas, Puntal de Liencres y Ría de Mogro. Este objetivo general se detalla en los siguientes objetivos específicos:

a) analizar la interdependencia entre la playa-flecha-dunas y los factores hidrodinámicos en la zona (oleaje, mareas, corrientes...).
b) Determinar las causas que originaron el corte del Puntal en febrero de 1995.
c) Establecer la tendencia evolutiva del Puntal a corto, medio y largo plazo.
d) Proponer, en su caso, actuaciones complementarias tendentes a la protección del Puntal de Liencres.

El análisis de la información histórica disponible, de las dinámicas actuantes en el sistema y de la morfodinámica de la Playa y Puntal de Valdearenas permite concluir que:

- *El corte que se produjo en el Puntal de Valdearenas en febrero de 1995 fue fruto de la conjunción de eventos oleaje-río-marea que suceden con períodos de retorno del orden de años con situaciones morfológicas de meandros de la ría de Mogro que suceden con períodos de retorno de décadas.*

- *El corte del Puntal de Valdearenas es, por tanto, un fenómeno natural y ya ha ocurrido en otras ocasiones, como lo evidencian fotografías de 1970.*

- *La presencia de temporales del sector W-NW, por un lado, la ocurrencia de una avenida fluvial, por otro y, especialmente, la coincidencia de ambos fenómenos, dan lugar a una erosión en los últimos 300-400 m de la Playa de Valdearenas con retranqueo de la línea de costa y cambio de la alineación en dicha parte de la playa.*

- *La evolución de la posición y forma de los meandros interiores de la ría de Mogro da como resultado que cada cierto tiempo una de las curvas del meandro coincida con la zona en la que se producen las erosiones citadas en el punto anterior.*

- *Este meandro erosiona poco a poco la parte interior del Puntal, reduciendo la anchura del mismo y posibilitando que la ocurrencia de un evento río-oleaje-marea produzca el corte en el Puntal*

.

- *Tal y como se recoge en la serie fotográfica, el inicio del corte ocurrido en Febrero se encuentra, muy probablemente en la situación de temporal y avenida acontecida el 6 de enero de 1995 y a la posterior evolución de la erosión ocurrida en dicha fecha.*

- *En lo que se refiere a la evolución prevista a corto plazo (meses) de la Playa y Ría, se estima que la Playa de Valdearenas continuará su erosión cediendo material a la zona del corte para regenerar la duna allí existente. Por otro lado, parece probable que la erosión de la arena de la Playa de Mogro por acción del meandro acabe por producir un corte en el citado arenal, lo que dará lugar a una configuración de meandros suaves desde la Junquera de Mogro hasta la desembocadura, similar a la existente en 1956.*

- *A medio plazo (1-5 años), la evolución es más incierta, pues depende de la tendencia de exportación/importación de material de la Ría, que es función de la forma y extensión de los bajos mareales interiores. La ausencia de datos históricos de batimetrías concretas no permite estimar dicha tendencia.*

- *A largo plazo (más de 10 años), la Playa y Ría recuperarán su equilibrio y su ciclo vital, lo que dará a lugar a períodos de Puntal continuo y a nuevos cortes del Puntal"*

Uno de los motivos principales de la rotura, según la FLTQ, fue la formación del denominado **"***efecto Jet***"**. Dicho efecto sucede cuando un flujo lateralmente confinado sufre una expansión brusca. Es decir, se produce un chorro "*axilsimétrico"* y dos bucles de alimentación a ambos lados del chorro. Si la expansión se produce anexa a una sola margen, el chorro permanece en la margen que no ha sufrido alteraciones y se produce

un solo bucle de alimentación en la zona expandida. Esto es debido a la transferencia de cantidad de movimiento del flujo, a la masa fluida de la zona expandida a la que se encuentra en reposo. Este "*efecto Jet*" se produjo en la desembocadura de la Ría de Mogro en la zona por la que discurre la corriente de desagüe de marea entre la playa de "Punta del Águila" (margen izquierda de la desembocadura) y el Puntal de Liencres (margen derecha de la desembocadura). Esto implicó, según la FLTQ, que el "*chorro*" permaneciera adosado al acantilado y se formara un bucle de alimentación hacia el Este (tramo del Puntal).

Finalmente, y hechas las previsiones ya expuestas, se aconsejó en todo caso, como únicas intervenciones, la regeneración del sistema dunar a través de plantaciones de vegetación y un estudio semestral de la batimetría en la Ría de Mogro para establecer los tramos de los "bajos mareales" más propensos a erosión/sedimentación.

También se estimó (A.A.V.V., 1995) que cada año se movilizan desde la Playa de Liencres a las dunas, unos 15 m^3 por metro lineal de playa. Esto implica que si el sistema dunar tiene un frente NE-SW cuya longitud es próxima a 1.000 m, se movilizarían, por lo tanto, unos 15.000 m^3 de arena al año. La metodología empleada fue la aplicación de la fórmula de Kawamura (1951) aceptada desde hace tiempo. Pretende establecer cuanto sedimento puede ser transportado por el viento en m^3/año, según su granulometría, fuerza del viento y la humedad del aire. No obstante, con las últimas investigaciones (PEDREROS, 2001), y aplicando una tecnología puntera en trabajo de campo, se ha demostrado que dicha fórmula ofrece valores muy lejanos con respecto a los reales. Con posterioridad a esta asistencia técnica, la Dirección de Costas realizó una plantación de especies propias dunares (*Gramma marina, Ammophyla arenaria*, etc.) y se construyeron ciertas infraestructuras.

8.3.1.2.- Análisis e interpretación de los factores que intervinieron en la rotura del "Puntal de Liencres":

El informe que acabamos de comentar elaborado por la FLTQ, se incluía dentro de un estudio muy completo orientado desde una perspectiva ingeniera. Por mi parte, he

vuelto a reconsiderar los datos obtenidos y empleados por los autores en aquel informe y se han ampliado con otras observaciones que nos han parecido muy convenientes.

Primero se ha tenido que reunir toda la información posible relacionada con los procesos naturales durante el momento de la rotura: datos de precipitación, caudales, oleaje, mareas, nivel del mar, vientos, etc. Con posterioridad, se ha analizado y contrastado las distintas variables de otras épocas para determinar si la conjunción de las mismas ya se había generado en otros momentos y cuáles habían sido las repercusiones en el frente dunar. El tipo de información empleada y los organismos que la han cedido han sido:

a) Sobre el Nivel del Mar: I.E.O. - Instituto Español de Oceanografía; valores registrados por los mareógrafos de Santander, A Coruña y Vigo entre 1972 y 2000.
b) Sobre el oleaje: Puertos del Estado; valores suministrados por las boyas de: Gijón 1, Gijón 2 y Bilbao entre 1983 a 2001.
c) Sobre las mareas: Archivo del Puerto de Santander, Tablas de mareas entre 1900 y 2001.
d) Sobre los caudales: Confederación Hidrográfica del Norte entre 1969 y 1995- Aforo de Puente Viesgo.
e) Sobre la meteorología: Confederación Hidrográfica del Norte; datos de precipitación y vientos de distintos observatorios entre 1954 y el 2001.

- **Circunstancias y elementos naturales que se desarrollaron durante la rotura el 16 de Febrero de 1995:**

En la Tabla VIII-IX y la Fig. VIII-19 se abordan los agentes naturales que intervinieron en el momento de la rotura. En la citada tabla se exponen los registros de las variables que tuvieron lugar durante la pleamar. Es importante su conocimiento, pues coincidieron con el momento en el que se puede producir una mayor erosión sobre las dunas y la playa. Ante todo, el coeficiente mareal era fuerte (98) lo que supondría una elevación del mar en 4,55 m. La ola significativa era de 3,43 metros, lo que implicaba una altura considerable. El período asociado a la Hs (tiempo que discurre entre una ola y otra) era de 8,4 segundos, lo que supone un espacio de tiempo apropiado entre el impacto sucesivo de olas y, por lo tanto, con una mayor capacidad erosiva. La

altura máxima, durante esta pleamar, fue casi de 6 m y, por tanto, su potencial erosivo fue muy elevado. Sin embargo, el caudal del río era realmente bajo (3,2 m^3/s – pues su volumen se encontraba por debajo de la media en año seco). Así pues, el papel de la corriente fluvial, cuando se desmoronaron las dunas, no debió ser muy significativo quedando, además, totalmente anulado por la entrada de la onda salina. El viento, por otro lado, sí era fuerte (67 km/h) situándose en la catalogación de *"temporal"* según Beaufort. La dirección al ser del SSW propiciaría el transito, a su vez, de arena desde la duna hacia el mar.

COEF. MAREA	**98**
Hm0 (Altura de la Ola Significativa)	**3,43 m**
Tp (Período Pico)	**14,06 s**
THm0 (Tiempo asociado a Hs)	**8,4 s**
Hmax (Altura de la Ola Máxima)	**5,92 m**
Thmax (Tiempo asociado a Hmax.)	**14, 7 s**
CAUDAL MEDIO DEL PAS	**3,2 m^3/s**
VELOCIDAD VIENTO	**67 km/h**
DIRECCIÓN	**SSW**
PRECIPITACIÓN	**0 mm**

TABLA VIII-IX.- Variables naturales que sucedieron durante la pleamar en el momento de la rotura (los datos de oleaje corresponden a la Boya de Bilbao).

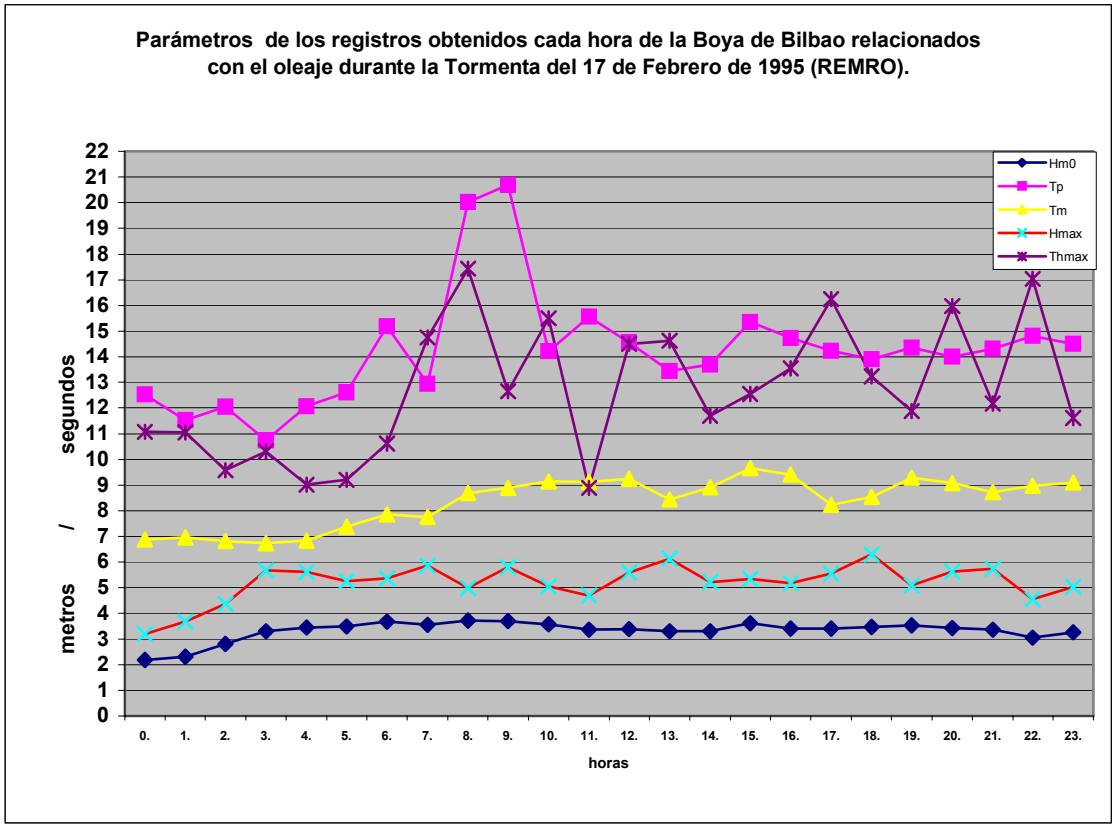


Fig. VIII-19.- Situación de la mar en el día de la rotura (16 de febrero de 1995). Cartela: Hm0: altura significativa de la ola; Tp: Período pico; Tm: período asociado a la altura significativa; Hmax: altura de la ola más alta; Thmax: Tiempo asociado a la ola más alta.

En la Fig. VIII-19, se aprecian las componentes del estado de la mar desde que se origina el *"temporal"* a las 0 horas del día 16 de febrero. En cuestión de tres horas, se dobló el tamaño de la ola máxima (Hmax) pasando de 3 a casi 6 m. En la primera pleamar, que coincidió sobre las 5 de la madrugada, los oleajes mantenían estos parámetros y con rachas de viento más fuertes. Durante el proceso de marea vaciante y de bajamar (entre las 5:00 y las 11:00 horas), el oleaje disminuyó su intensidad al incrementarse de forma considerable los *"períodos pico"* de la altura máxima. También hubo un ligero descenso de la altura de las olas hasta el comienzo de la nueva subida mareal (entre las 12:00 y las 18:00 horas) en que, de nuevo, el oleaje máximo alcanzó los 6 m de altura. Mientras tanto, las olas significativas se mantuvieron próximas a los 4 m de altura. Finalmente, sobre las 18:00 y coincidiendo con la segunda pleamar, fue cuando un sector de dunas se desmanteló, propiciado por el efecto de las olas y dejando una brecha en la que se desconectó el sector sur-occidental de las dunas de Liencres con el resto.

- **Análisis de la base de datos de las distintas variables obtenidas para Liencres y el Valle del río Pas:**

Enlazando con el apartado anterior, se ha rastreado si existieron, en el pasado reciente, otros períodos en los que se pudieran haber repetido similares registros a las variables que se dieron el día de la rotura del cordón dunar de Liencres. Después de analizar toda la serie de oleajes pertenecientes a las boyas de Gijón y Bilbao desde el año 1985, como se observó con anterioridad, se apreció en los años 1986, 1990, 1994 y 2000 una mayor intensidad del oleaje (ver las figuras VI-14 y VI-15 en el apartado dedicado al oleaje del capítulo VI). Gracias a ellas, se pudieron establecer las posibles variables de erosión en Liencres: alturas medias de Hs superiores o próximas a 4 m durante un día o más. Para contrastar, este resultado, se escogió la serie de la actividad del oleaje del año 1990, ya que fue un período intenso y en el que se superó en más de 90 días los baremos críticos establecidos (Hs= 4 m). Además, se tuvo en cuenta el coeficiente mareal (y la hora de la pleamar) factor que colaboró, sin lugar a dudas, al proceso erosivo y a que las olas alcanzasen a mayores espacios. Mostramos pues, a continuación, algunas de las fechas en las que las condiciones se aproximaron bastante las variables registradas el día de la rotura del 16 de Febrero de 1995 coincidiendo con la pleamar (Tabla VIII-X y ver anexo DESPLEGABLE HOJA-1).

Los parámetros del oleaje corresponden a las medias que se produjeron durante la pleamar según el registro de la boya de Bilbao. Los datos de viento coinciden con los de la racha máxima del evento tormentoso. Y el caudal a la media diaria de los volúmenes de agua que descendían por el lecho del río Pas.

FECHA	11/02/90	28/02/90	02/11/90	Día de la rotura (16/02/95)
COEF. MAREA	92	103	104	98
Hs	4,1 m	3,83 m	3,2 m	3,43 m
Tp	14,2 s	15 s	10,2 s	14,06 s
THs	9,36 s	7,7 s	6,7 s	8,4 s
HmaX	6,77 m	6,8 m	5,5 m	5,92 m
Thmax	13,85 s	13,6 s	9,6 s	14, 7 s
CAUDAL MEDIO	1,5 m^3/s	0, 5 m^3/s	2 m^3/s	3,2 m^3/s
VELOCIDAD VIENTO	74 km/H	43 km/h	63 km/h	67 km/h
DIRECCIÓN	WNW	WNW	W	SSW

TABLA VIII-X.– Fechas y variables en las que se han producido tormentas similares a las de la rotura en momento de pleamar.

Las diferencias de los distintos eventos tormentosos, respecto al 16 de febrero, fueron mínimas. Quizás la principal fue la dirección del viento, pues el día de la rotura provenía del SSW, es decir, en dirección al mar. Es posible que este factor y las velocidades notables del viento también jugaran un cierto papel en el proceso erosivo. La movilización de arenas se produce aproximadamente a partir de los 20 km/h (PEDREROS, 2000) y el día de la rotura se superaron los 60 km/h. Sin embargo, en los casos comparativos, el viento soplaba desde la playa a la duna y, en todo caso, su labor sería acumulativa.

Respecto al resto de variables de las tormentas analizadas, es apreciable que dos de ellas (días 11 de Febrero y 28 de Febrero) superaron en altura las olas máximas y significativas del día de la rotura. Además, en el caso del 28 de Febrero de 1990, el coeficiente era mayor al del 16 de Febrero de 1995. Como puede observarse, la rotura del sistema dunar no parece haber sido causada sólo por los eventos naturales puntuales del 16 de Febrero. En efecto, las fechas comparativas de 1990 han mostrado que se han producido variables de mayor entidad y no hay noticias de que ocasionaran una rotura. En el siguiente apartado, se analizarán los posibles factores que han contribuido al desmantelamiento del cordón dunar de forma esporádica y heredada en el tiempo.

- **Principales factores que intervinieron en la rotura: "Causas directas".**

La génesis de la rotura se inició con antelación. El informe de la Dirección de Costas, como ya se ha mencionado, también consideró esta posibilidad y se sugirió la fecha del 6 de Enero de aquel mismo año (algo más de un mes antes a la degradación del "*Puntal*"), como el momento inicial del proceso erosivo por la convergencia de una serie de efectos ya comentados: crecida del río, fuerte oleaje, "*efecto Jet*" y perforación de la barrera dunar debida al cambio del trazado del meandro estuarino.

1.-Oleaje:

En efecto, la tormenta del 6 de Enero fue violenta (Fig. VIII-20) y el caudal máximo del Pas alcanzó valores muy considerables: 120 m^3/s con un pico máximo de 277 m^3/s en el aforo de Puente Viesgo. Se registraron olas cuyas alturas superaron los 8 m (2 m más que durante el día de la rotura) y su acción erosiva debió de ser muy notable. A las 20:00 horas, y en un momento cercano a la pleamar, las olas máximas se aproximaron a los 7 m de altura. Los vientos (según la estación de Parayas), alcanzaron velocidades superiores a los 70 km/h y la dirección era NW.

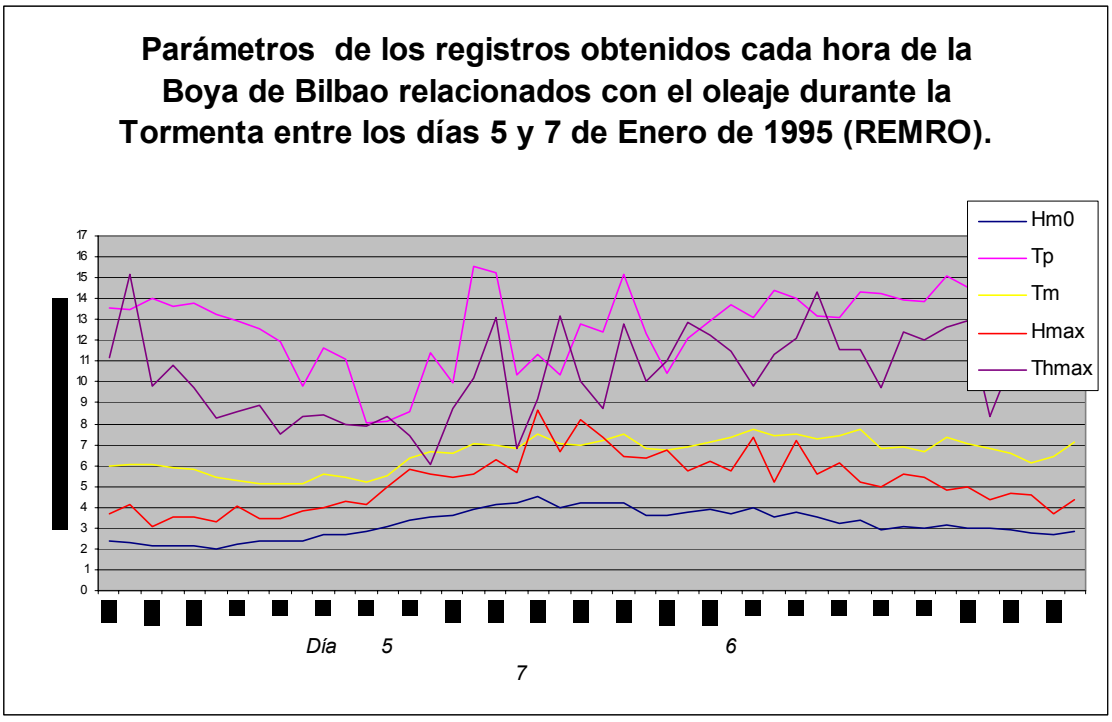


Fig. VIII-20.- Situación de oleaje durante la tormenta del 5-7 de enero de 1995, un mes antes de la rotura. Cartela: Hm0: altura significativa de la ola; Tp: Período pico; Tm: período asociado a la altura significativa; Hmax: altura de la ola más alta; Thmax: Tiempo asociado a la ola más alta.

En definitiva, tal y como apuntaba el estudio de la Dirección de Costas, esta tormenta del mes de Enero pudo haber tenido graves consecuencias de cara a la posterior rotura acontecida en el "Puntal" cuarenta y un días después.

2.- Los procesos de erosión:

A parte de caracterizar los fenómenos esporádicos de la rotura de las dunas de Liencres, hay que determinar qué procesos han podido venir heredados del pasado y cuya existencia pudo contribuir también en aquella degradación. Los procesos de erosión, bien de índole marina, o fluvial son de gran relevancia.

a) erosión fluvial:

Sus procesos vienen controlados por la acción de progresivo desplazamiento y socavamiento lateral que se registra en la orilla cóncava del meandro estuarino. Sin embargo, en el borde convexo, lo que se produce es una tendencia de acumulación propia de los trazados meandriformes (Fig. VIII-21).

b) Oleaje:

Del análisis del Desplegable 1 (ver anexo HOJA-1) sobre los registros de oleaje de 1995, (tanto de Bilbao como de Gijón), pertenecientes al año anterior a la rotura, se aprecia cómo aquel año se caracterizó por una notable actividad del oleaje en el Cantábrico, con cerca de 100 días con olas significativas (Hs) de altura mayor a los 4 m. De esos cien días, 20 jornadas conocieron olas con altura superior a los 7 m. Este hecho, sumado a que desde el año 1990 parece existir un incremento en la frecuencia y el número de días con oleajes que están dentro de estos baremos, parecen desvelar cómo los procesos erosivos marinos fueron considerables en ese período. Si a esta incidencia se le añade una disminución potencial de los aportes fluviales (como se pudo observar en el capítulo correspondiente) se puede pensar que, a principios de los noventa, se inició una etapa de regresión/erosión del sistema playa-duna de Liencres mucho más intenso que el de la década anterior.

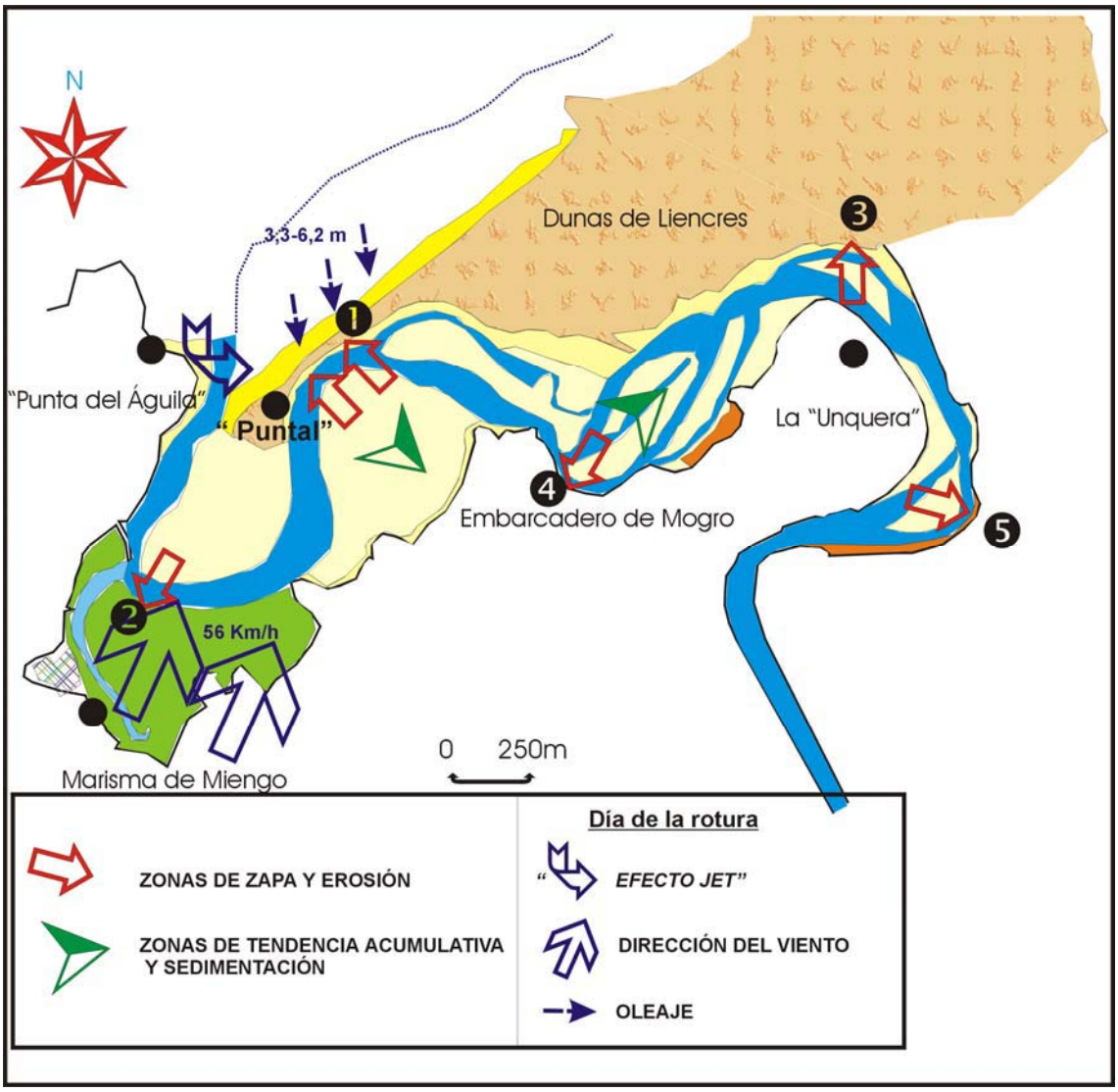


Fig. VIII-21.- Zonas de erosión/sedimentación en Liencres y factores naturales que intervinieron durante la rotura.

En la Figura VIII-21, se representan los distintos tramos del meandro estuarino donde la erosión fue más significativa. Los puntos 1 y 3 con sustrato arenoso y el 2 de naturaleza fangosa, fueron los sectores que ofrecen una mayor erosionabilidad, siendo ésta más alta en los sectores arenosos de acuerdo con las famosas curvas de Hjülstrom que destacan a la fracción arenosa como siempre más vulnerable que otros sedimentos más finos. Los puntos 4 y 5, al coincidir con un sustrato rocoso, tuvieron unos efectos erosivos muy pequeños.

Por lo tanto, el sistema dunar inició un proceso regresivo del "*Puntal*" y de otros sectores desde finales de los años ochenta, propiciado por cambios en el meandro estuarino y un incremento en la intensidad del oleaje en los años noventa.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE MADRID

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA

MADRID, CURSO 2007-2008

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA): ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

Tesis Doctoral que presenta
Carlos Arteaga Cardineau

VOLUMEN III

Dirigida por el Profesor Doctor
D. **Juan Antonio González Martín**

VOLUMEN I

INDICE **Pág.**

INTRODUCCIÓN. ……..…….…. **1**

CAPÍTULO I:
PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DEL ESPACIO GEOGRÁFICO DE LA CUENCA DEL PAS. **4**

1.1.- EL RELIEVE Y LAS FORMAS DE MODELADO. ..…….. **6**

1.2.-HIDROGRAFÍA. ……... **12**

1.3.- EL MEDIO BIOCLIMÁTICO. …….. **13**

1.3.1.- RASGOS CLIMÁTICOS. ……... **13**

1.3.2.-ASPECTOS BIOGEOGRÁFICOS, USOS DEL SUELO Y PAISAJE EN LA CUENCA DEL PAS. …… **21**

1.3.2.1.- Las cubiertas vegetales. …… **21**
1.3.2.2.- Formaciones edáficas. …….. **26**
1.3.2.3.- Los usos del suelo. ……. **28**
1.3.2.4.- La fauna de la cuenca del Pas. …… **30**
1.3.2.5.- Breve síntesis del Paisaje cultural. ……... **33**
1.3.2.6.- Figuras de Protección. …….. **36**

1.4.- ALGUNOS ASPECTOS HISTÓRICOS. ……... **37**

1.5.-ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS GENERALES. **43**

CAPÍTULO II :
OBJETIVOS Y METODOLOGÍA. …….. **46**

2.1.- OBJETIVOS. …… **46**

2.2.- METODOLOGÍA. …… **47**

2.2.1.- TRABAJOS DE CAMPO. …… **51**

2.2.2.- TÉCNICAS DE LABORATORIO. ……..... **59**

2.2.2.1.- Morfometría. ……. **59**
2.2.2.2.- Análisis granulométrico de sedimentos finos (arenas y limos). …….. **60**
2.2.2.3.- El análisis morfoscópico de los granos. ……... **61**
2.2.2.4.- Difracción de Rayos-X. …… **62**

Pág.

2.2.2.5.- Análisis de elementos químicos mayoritarios (análisis de la mineralogía y de la contaminación). …….. **62**
2.2.2.6.- Análisis de contaminantes en la "ictiofauna". …… **66**
2.2.2.7.- Análisis de metales pesados disueltos en el agua. …… **68**

2.2.3.- PROCEDIMIENTOS FOTOGRAMÉTRICOS. ……... **69**

2.2.3.1.- Fotogrametría convencional. …… **73**
2.2.3.2.- Apoyo fotogramétrico de campo. El empleo del GPS. ... **74**
2.2.3.3.- Fotogrametría de objeto cercano con el programa CDW. ……... **76**
2.2.3.4.- Medidas en la "Duna Móvil central" de Liencres. … **78**

2.2.4.- MÉTODOS APLICADOS AL ANÁLISIS DE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN. ……. **79**

2.2.4.1.- Fuentes documentales y bibliografía. ……... **79**
2.2.4.2.- Variables estadísticas obtenidas y analizadas. …… **80**
2.2.4.3.- Métodos estadísticos: el análisis climático y del caudal por el método de Gumbel. ……... **84**

2.2.5.- TRABAJO DE GABINETE. ……..... **88**

CAPÍTULO III :
EL MARCO MORFOESTRUCTURAL DONDE SE LOCALIZA LA CUENCA MEDIA Y BAJA DEL VALLE DEL PAS. ……... **89**

3.1.- LOS ROQUEDOS DE LA CUENCA MEDIA Y BAJA. …….. **89**

3.1.1.- LAS "CALIZAS DE MONTAÑA" DEL PALEOZOICO. ... **91**

3.1.2.- CONGLOMERADOS Y ARENISCAS TRIÁSICAS: LAS FACIES "*BUNTSANDSTEIN*". …… **93**

3.1.3.- ARCILLAS Y YESOS: LAS FACIES "*KEUPER*"……. **94**

3.1.4.- CALIZAS Y DOLOMÍAS JURASICAS. ……. **96**

Pág.

3.1.5.- LOS MATERIALES DETRÍTICOS DE LAS "FACIES "*PURBECK*" (JURÁSICO SUPERIOR) Y "*WEALD*" (CRETÁCICO INFERIOR). ……..... **97**

3.1.6.- CALIZAS ARRECIFALES DEL CRETÁCICO INFERIOR.. **100**

3.1.7.- LIMOS, ARCOSAS Y CALCARENITAS DEL CRETÁCICO MEDIO. …….. **101**

3.1.8.- CALCARENITAS Y MOLASAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR. ……..... **101**

3.1.9.- MARGAS, CALIZAS ARCILLOSAS Y ARENOSAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR. …… **101**

3.1.10.- DOLOMÍAS Y CALIZAS DEL PALEOCENO Y DEL PALEÓGENO. ……... **102**

3.2.- PRINCIPALES ETAPAS TECTÓNICAS REGISTRADAS EN ESTE SECTOR DE LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA.. **104**

3.3.- UNIDADES MORFOESTRUCTURALES. ……... **105**

3.3.1.- UNIDADES EXISTENTES EN EL TRAMO BAJO Y DESEMBOCADURA. ……... **105**

3.3.1.1- EL HORST SEPTENTRIONAL. …… **105**
3.3.1.2- EL SINCLINAL COLGADO DE SAN ROMÁN. …… **107**
3.3.1.3- EL GRABEN DE GORNAZO-BOÓ. …….. **109**
3.3.1.4- EL HORST MERIDIONAL DE BARCENILLA. ……. **110**

3.3.2.- LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DEL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO-ONTANEDA). …… **111**

3.3.2.1.- La franja cabalgante del Escudo de Cabuérniga. …… **113**
3.3.2.2.- LOS SINCLINALES COLGADOS DEL "ALTO DE CAMPTE" y DEL "CAMPO DE LUNARES-LA CORONILLA". ……... **115**
3.3.2.3.- "PSEUDO-COMBE" DE SANTIURDE DE TORANZO. **116**

Pág.

CAPITULO IV :
EL ESTARIO DEL PAS: RASAS Y ACUMULACIONES DETRÍTICAS UBICADAS EN SUS MÁRGENES. …… **117**

4.1.- SITUACION Y EMPLAZAMIENTO. ……... **117**

4.2.- LAS RASAS. ……..... **118**

4.2.1.- LAS RASAS EMPLAZADAS EN LOS MÁRGENES DEL ESTUARIO DEL PAS: APORTACIONES DE LA DÉCADA DE LOS AÑOS 70 Y 80. ……. **124**

4.2.2.- LOCALIZACIÓN DE LOS CONJUNTOS MORFOLÓGICOS Y DE ACUMULACIONES EN LAS INMEDIACIONES DEL ESTUARIO DEL PAS. ……..... **131**

4.3.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS COSTERAS: REVISIÓN Y ANÁLISIS PERSONAL DE LAS CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS Y SEDIMENTOLOGICAS DE LAS APORTACIONES PRECEDENTES. ……. **138**

4.4.- ACUMULACIONES LOCALIZADAS ENTRE +65-70 M Y +45-50 M SOBRE EL NIVEL DEL MAR. ……..... **147**

4.5.- LAS ACUMULACIONES DETRÍTICAS GRUESAS EMPLAZADAS EN LAS PROXIMIDADES DE LA BOCANA DEL ESTUARIO ENTRE + 32 M Y +7-10 M. ……..... **164**

4.6- SÍNTESIS DE LAS CONSIDERACIONES GEOMORFOLÓGICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS QUE OFRECEN LOS DEPÓSITOS SITOS EN EL ESTUARIO DEL PAS. ……... **176**

4.7.- HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ESTUARIO DEL PAS EN FUNCIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS. …… **185**

Pág.

CAPÍTULO V:
LA DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA FLUVIAL EN EL VALLE DEL RÍO PAS. …… **198**

5.1- INTRODUCCIÓN. …… **198**

5.2.- CARACTERÍSTICAS DE LA RED FLUVIAL DEL RÍO PAS. **201**

5.3.- EVOLUCIÓN RECIENTE DE LA DINÁMICA FLUVIAL DEL RÍO PAS: MODIFICACIONES INTRODUCIDAS POR LAS ACTUACIONES DE CANALIZACIÓN. ……. **212**

5.3.1. CAMBIOS (RECIENTES) EN LA DINÁMICA DEL RÍO PAS Y PISUEÑA. …… **214**

5.3.2. EL ORIGEN DE LA CANALIZACIÓN. OBRAS EFECTUADAS. …… …… **222**

5.4.- FACTORES HIDRODINAMICOS: CAUDALES Y FILTRACIONES KARSTICAS. ……... **225**

5.4.1.- EL CAUDAL DEL RÍO PAS. ……..... **227**

5.4.2.- CAUDALES APORTADOS POR OTROS TRIBUTARIOS DEL VALLE DEL PAS. ……..... **228**

5.4.3.- LOS ACUÍFEROS. ……..... **230**

5.4.4.- PÉRDIDAS DE CAUDAL ACAECIDAS EN EL LECHO DEL RÍO PAS. ……..... **232**

5.4.5.- LA DINÁMICA FLUVIAL RECIENTE A PARTIR DEL ANALISIS SEDIMENTOLOGICO DE LOS MATERIALES ALUVIALES DEL LECHO. ……. **239**

VOLUMEN II

Pág.

CAPÍTULO VI:
DINÁMICA ACTUAL EN LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS: CARACTERISTICAS DE SU ESTUARIO Y DEL SISTEMA PLAYA-DUNAS DE LIENCRES. …….. **265**

6.1.- INTRODUCCIÓN. ……... **265**

6.2.- DINÁMICA DEL FUNCIONAMIENTO LITORAL EN LAS PROXIMIDADES A LA DESEMBOCADURA DEL RÍO PAS. . **267**

6.2.1.- DINÁMICA LITORAL GENERAL Y PRÓXIMA AL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. …… **267**

6.2.1.1.- Morfología de la Playa de Liencres. …… **267**
6.2.1.2- Las corrientes. …… **274**
6.2.1.3 - El oleaje. ……... **276**
6.2.1.4.-El Transporte Litoral. …… **287**
6.2.1.5.- La acción de las mareas y el nivel del mar. …… **288**

6.2.2.- DINÁMICA EN LA LÍNEA DE PLAYA A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LOS SEDIMENTOS. ……... **290**

6.3.- DINÁMICA EÓLICA. ……..... **294**

6.3.1.- APROXIMACIÓN AL FUNCIONAMIENTO EÓLICO EN LIENCRES. ……... **299**

6.4.-DINÁMICA DEL ESTUARIO. …… **301**

6.4.1.- APROXIMACIÓN AL CONCEPTO DE ESTUARIO Y AL PAPEL SEDIMENTARIO DE SUS DINÁMICAS. ……. **301**

6.4.1.1. Tipología de estuarios. ……... **301**
6.4.1.2.- Principales características de los estuarios cantábricos. **312**

6.4.2.- DINÁMICA Y VELOCIDAD DE LAS CORRIENTES: ESQUEMA DE FUNCIONAMIENTO. …… **313**

6.4.2.1.- Análisis de corrientes. …….. **313**
6.4.2.2.- Consideraciones acerca del funcionamiento de las corrientes. ……..... **314**

6.4.3.- DETERMINACIÓN DE LA ONDA DE MAREA. …….. **318**

Pág.

6.4.4.- EVOLUCIÓN Y CAMBIOS RECIENTES DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS ("RÍA DE MOGRO" O "ABRA DEL PAS"). …….. **321**

6.4.4.1.- El estuario en 1956: ("Vuelo americano" escala 1:33.000 aprox.). ……. **323**
6.4.4.2.- El estuario en 1974. …….. **326**
6.4.4.3.- El estuario en 1985. …….. **329**
6.4.4.4.- El estuario en 1988. …….. **331**
6.4.4.5.- El estuario en 1997. …… **333**
6.4.4.6.- Situación del estuario en el año 2001. …….. **336**
6.4.4.7.- Situación del estuario en la actualidad (2007). …… **337**

6.5.- HISTORIA DE LOS IMPACTOS ANTRÓPICOS EN EL SISTEMA DUNAR-ESTUARINO DE LIENCRES:…… **343**

6.5.1- IMPACTOS PRETÉRITOS SOBRE EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ……. **344**
6.5.2.- EFECTOS POTENCIALES DE LA REGRESIÓN DUNAR VINCULADOS A LAS ACTIVIDADES HUMANAS. ……... **349**
6.5.3.- LAS MEDIDAS CORRECTORAS Y DE CONSERVACIÓN. ……..... **351**

CAPÍTULO VII:
EVALUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: DUNAS Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS. ….. **356**

7.1.- ASPECTOS METODOLÓGICOS: ……. **356**

7.2.- ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: …… **359**

7.2.1.- BREVE INTRODUCCIÓN DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA: ……..... **359**

7.2.1.1.- Agentes que intervienen en la génesis de los sistemas dunares: ……... **360**
7.2.1.2.- La génesis de un complejo dunar: …… **362**
7.2.1.3.- Las Morfologías dunares: …….. **363**
7.2.1.4.- El papel de los sistemas dunares en las áreas costeras: La acción defensiva de Liencres. …… **365**

7.2.2.- EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES: …….. **366**

Pág.

7.3.- EVALUACIÓN DEL SISTEMA DUNAR: …… **369**

7.4.- ANÁLISIS DE LAS DUNAS MÁS CARACTERÍSTICAS DE LIENCRES: SEGUIMIENTO Y EVOLUCIÓN. …….. **376**

7.4.1.- "DUNA PIRAMIDAL". …….. **377**

7.4.2.- DUNA MÓVIL DEL "PUNTAL" . …… **389**

7.4.3.- DUNA "MÓVIL CENTRAL" O "LINGÜIFORME" . …….. **395**

7.4.4.- DUNAS PERTENECIENTES A LA MARGEN BAÑADA POR LA RÍA DE MOGRO: ……..... **408**

7.5.- CONSIDERACIONES SOBRE EL SISTEMA DUNAR: ……. **415**

7.6.- ANÁLISIS DEL SISTEMA "*PLAYA-DUNA-ESTUARIO*". …. **417**

7.6.1.- NATURALEZA GRANULOMÉTRICA Y LITOLÓGICA DE LOS SISTEMAS: ……. **417**

7.6.2.- NATURALEZA DE LOS SEDIMENTOS: ……... **428**

7.7- SÍNTESIS INTERPRETATIVA DE LA GRANULOMETRÍA Y MORFOSCOPÍA: EL CICLO DE LAS ARENAS PLAYA-DUNA-ESTUARIO. …….. **430**

CAPÍTULO VIII:
LOS PROCESOS EROSIVOS DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE LA ROTURA DEL PUNTAL EN 1995. ……... **433**

8.1.- INTRODUCCIÓN A LA EROSIÓN COSTERA. …….. **433**

8.1.1.- CAUSAS NATURALES DE LA EROSIÓN COSTERA. …. **436**

8.1.1.1.- Erosión costera a largo plazo: ……... **436**
8.1.1.2.- Agentes erosivos del litoral. ……... **437**

Pág.

8.1.2.- LA EROSIÓN ANTRÓPICA. ……... **446**

8.2.- BREVE SÍNTESIS DEL BALANCE DE LA EROSIÓN COSTERA EN EL MUNDO. …… **459**

8.3- LA ROTURA DEL "PUNTAL DE LIENCRES" DE 1995. ….. **476**

8.3.1.- PROCESOS QUE INTERVINIERON EL DÍA DE LA ROTURA: ……... **477**

8.3.1.1.-Estudios previos sobre la rotura: ……... **478**
8.3.1.2.- Análisis e interpretación de los factores que intervinieron en la rotura del "Puntal de Liencres": ……. **480**

VOLUMEN III

CAPÍTULO IX:
EL "*CAMBIO CLIMÁTICO*" Y LA SUBIDA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA CUENCA BAJA DEL RÍO PAS: POSIBLES REPERCUSIONES EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. …... **489**

9.1.- SÍNTOMAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL Y PREDICCIONES FUTURAS. …… **490**

9.1.1.- INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA Y OTRAS ANOMALÍAS TÉRMICAS. …… **493**
9.1.2.- VARIACIONES EN EL RÉGIMEN PLUVIOMÉTRICO. .. **494**

9.1.3- OTROS IMPACTOS DERIVADOS DEL "CAMBIO CLIMÁTICO". ……... **502**

9.2.- CAMBIO CLIMÁTICO Y SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR. . **512**

9.2.1.- LOS OCÉANOS Y EL INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA. …… **514**

9.2.2.- PROCESOS DE INCREMENTO DEL NMM DEBIDOS A LA "ISOSTASIA" Y A LOS FENÓMENOS TECTÓNICOS. **517**

9.3.- SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR EN EL CANTÁBRICO: POSIBLES CONSECUENCIAS EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES Y DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS. …… **526**

9.3.1.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA. …… **527**

Pág.

9.3.2.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN CANTABRIA. ……... **533**

9.3.3- FUTURIBLE DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES ANTE EL ASCENSO DEL NMM. ……... **538**

9.4- SÍNTESIS DE LAS CAUSAS DE LA DEGRADACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES. ……. 545

CAPÍTULO X:
PRINCIPALES PROBLEMAS GEO-AMBIENTALES EN LA CUENCA DEL PAS: IMPACTOS HISTÓRICOS; RIESGOS DE INUNDACIÓN Y CONTAMINACIÓN. …….. 550

10.1.- RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO PAS: ……... 551

10.1.1.- INUNDACIONES HISTÓRICAS: …….. **554**

10.2.- CÁLCULO DEL RIESGO DE INUNDACIÓN: ……. 564

10.2.1.- PERÍODO DE RETORNO: ……. **565**

10.2.2.- TIPOS DE AVENIDAS Y LA CONFLICTIVIDAD DE LOS ARROYOS: ……... **575**

10.3.- CARTOGRAFÍA Y RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO PAS (VARGAS-MOGRO). …… 578

10.4.- LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO): …….. 586

10.5.- EL ESTADO GEOAMBIENTAL DEL RÍO PAS Y SUS ARROYOS. ……... 589

10.5.1- LA CONTAMINACIÓN EN LOS ARROYOS DEL PAS. … **591**

10.5.2.- ANÁLISIS DEL RÍO PAS: ……. **596**

10.5.3.- LA CAMPAÑA DE NITRATOS: ……... **610**

10.5.4.- ANÁLISIS DEL ACUÍFERO COLGADO DE LA PICOTA: **611**

Pág.

10.5.5.-ANÁLISIS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS EN SUELOS DE LA CUENCA DEL PAS. ……... **626**

10.5.5.1- Los primeros resultados, los vertidos externos: la fase de reconocimiento del año 2002: …… **628**

10.5.5.2.- El seguimiento aguas arriba del Pas, los vertidos internos: seguimiento del año 2005. …… **632**

10.6.- COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON OTROS AUTORES: ……..... 634

10.7.- CONSECUENCIAS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS: ……... 639

10.8.-TIPOS DE VERTIDOS EN EL RÍO PAS: ……..... 643

10.8.1.- VERTIDOS AUTOCTONOS. …….. **644**

10.8.2.- CONTAMINACIÓN EXTERNA A LA CUENCA: …… **645**

CAPÍTULO XI:
CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES. ……... **649**

11.1.- EL SISTEMA DUNA-PLAYA DE LIENCRES. ……. 649

11.2.- EL ESTUARIO: ……..... 658

11.3.- CONCLUSIONES SOBRE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN. ……..... 659

11.4.- RESPECTO AL ESTADO GEOAMBINTAL DE LAS AGUAS Y EMISARIOS DEL RÍO PAS. ……... 660

11.5.- RECOMENDACIONES PARA LA GESTIÓN DEL MEDIO FÍSICO DEL ÁREA. ……..... 662

BIBLIOGRAFÍA. ……... 666

VOLUMEN IV

ANEXO DE MAPAS Y DESPLEGABLES:

MAPA-1.

RIESGOS DE INUNDACIÓN: HOJAS 1, 2 Y 3.

MAPA-2.

CONTAMINACIÓN DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

MAPA-3.

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

DESPLEGABLES: Altura máx. Oleaje y velocidad máx. racha de viento.

Año 1995 - HOJA 1.

Año 2000 - HOJA 2.

Año 2001 - HOJA 3.

CAPÍTULO IX:

EL *"CAMBIO CLIMÁTICO"* Y LA SUBIDA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA CUENCA BAJA DEL RÍO PAS: POSIBLES REPERCUSIONES EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES.

Este capítulo, abordará en varios aspectos:

a) Por un lado, se elaborará una breve síntesis de las consecuencias del denominado *"Cambio Climático"* y las posibles incidencias que éste pudiera tener sobre las variaciones del nivel del mar, sin ánimo de establecer ningún tipo de debate. Para ello, me apoyaré principalmente en los datos del IPCC-*"The Intergovernmental Panel on Climate Change"*, ya, que es el organismo que, desde los años noventa, es responsable de emitir los informes relativos a este tema aglutinando el consenso científico. También se tendrá en cuenta la documentación relativa al Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC) del Ministerio de Medio Ambiente (MMA) publicado en 2006 y los informes de la OECC (Oficina Española para el Cambio Climático) de los años 2005 y 2007. En ellos, se establece el marco general de referencia para las actividades de evaluación de impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático en España.

   Respecto a los niveles medios del mar, se ha trabajado con las bases de datos pertenecientes al *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL). Este organismo coordina la mayor red de estaciones de medición del mundo y, para el caso de la península, de la base de datos de "Puertos del Estado" de la que ya se hizo referencia en un capítulo anterior. Finalmente, se referenciarán distintos artículos y trabajos científicos nacionales e internacionales que han resultado de interés para la elaboración de este capítulo.

b) Por otro, se pretenderá establecer un modelo "hipotético" de las posibles consecuencias derivadas en la cuenca baja del río Pas (afectada por la onda de

marea), el ascenso de la lámina de agua fruto de las variaciones marinas, es decir, ofrecer un panorama futurible para los próximos 100 años[1].

c) Finalmente, es también objetivo de este capítulo, el sintetizar los procesos que intervienen en la degradación de Liencres. Quizás pudiese parecer fuera de lugar, pero como se verá con posterioridad, una parte de la responsabilidad de este retroceso y de los procesos erosivos en Liencres se encuentran influenciados por la subida del nivel del mar.

9.1.- SÍNTOMAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO GLOBAL Y PREDICCIONES FUTURAS.

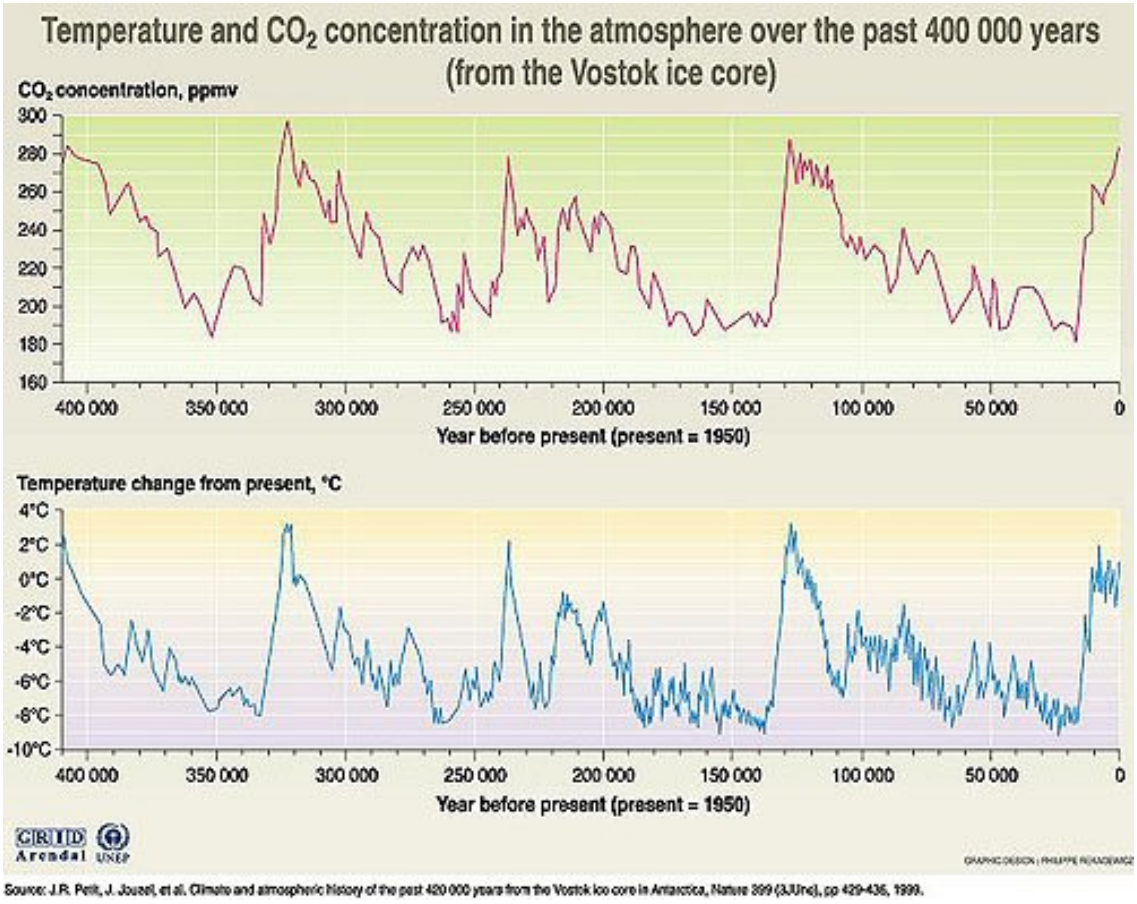
En el capítulo anterior dedicado a la erosión costera, se atribuía a las fluctuaciones marinas seculares como uno de las principales causas de la erosión costera. Estas variaciones del nivel del mar tenían un origen exclusivamente natural. No obstante, con el modelo de desarrollo actual de consumo sin control de materias primas y a su vez, generador de ingentes cantidades de contaminantes vertidos a la Atmósfera, Hidrosfera y Litosfera, el ser humano ha conseguido interferir en el "clima". Los primeros avisos sobre este problema surgieron en la primera mitad de los años setenta con la celebración de la Primera Conferencia de Naciones Unidas sobre Medio ambiente en Estocolmo (1972). Pero hay que esperar a los años noventa para que se organice el denominado *"The Intergovernmental Panel on Climate Change"* (IPCC) o "Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático", formado a petición de los países más ricos del mundo. Pero sus iniciativas y consejos a las naciones sobre los riesgos que entraña el "Cambio Climático", no han empezado a cuajar hasta época muy reciente. A partir de un video-documental promocionado por el candidato Al Gore a las elecciones de 2006 y que lleva por título "*Una Verdad Incómoda*", medios de prensa y políticos, se han sumado a esta preocupación, en ocasiones, de manera desmesurada y con un gran desconocimiento.

El IPCC (2007) define al "Cambio Climático" como:

"(...) a cualquier cambio que tenga lugar en el clima en el tiempo, ya sea debido a una variación natural o como resultado de la actividad causada por el hombre. Su uso

[1] En ninguna forma se pretende en esta Tesis establecer modelos climáticos y realizar predicciones de esta naturaleza.

difiere del atribuido por la Convención sobre el Cambio Climático, que utiliza el término cambio climático para referirse a un cambio del clima causado directa o indirectamente por la actividad del hombre, que altera la composición de la atmósfera terrestre y que, además de la variabilidad natural del clima, se observa durante un comparable período de tiempo".



Source: J.R. Petit, J. Jouzel, et al. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core in Antarctica, Nature 399 (3JUne), pp 429-436, 1999.

Fig. IX-1.- Variaciones de CO_2 y de la temperatura en el planeta en los últimos 400.000 años. Fuente original: Petit et al., 1999. Elaborado por UNEP-United Nations Environment Programme: http://maps.grida.no/go/graphic/graphicid/25AEC4CB-342C-4112-8401-05C5638C0759

Por lo que se asume la responsabilidad del hombre en las variaciones climáticas (Figuras. IX-1, IX-2 y IX-3). Incluso, esta intervención e interferencia sobre el clima tiene una fecha de inicio y se han identificado los agentes que alteran (IPCC, 2007):

"Las concentraciones globales atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso han aumentado de forma significativa como resultado de las actividades producidas por el hombre desde 1750, y ahora se encuentran muy por encima de los valores alcanzados en la era preindustrial, determinadas por la información de los corazones de los hielos de hace miles de años. El aumento global de las concentraciones de dióxido de carbono se debe principalmente al combustible fósil

utilizado y al cambio de uso del terreno, mientras que las de metano y óxido nitroso se deben principalmente a la agricultura"[2].

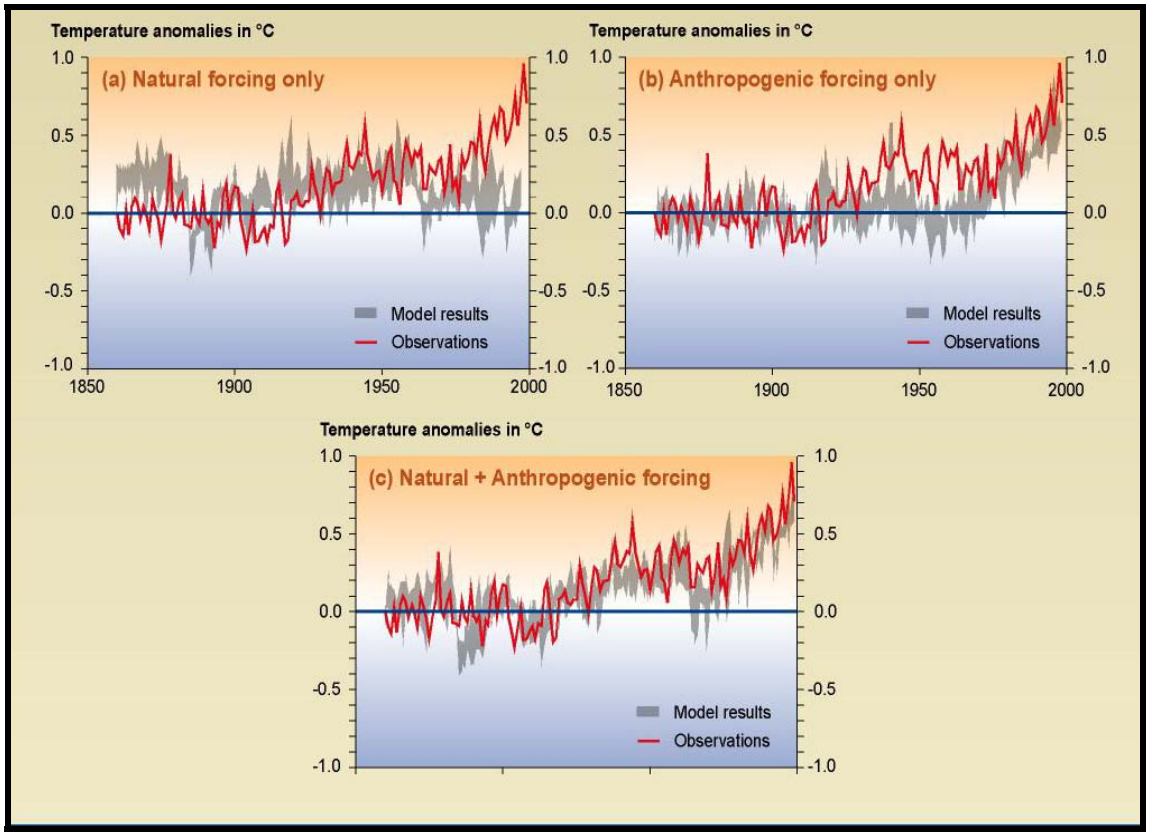


Fig. IX-2.- Relación entre las anomalías térmicas y su posible origen. Fuente: IPCC (2001).

Los denominados gases de "efecto invernadero" han sido señalados como los grandes responsables del "Cambio Climático" (Figuras. IX-1) inducido por el hombre (Fig. IX-2 y IX-3). El dióxido de carbono, procedente de la combustión fósil, parece ser el principal agente contaminante y de mayor influencia sobre las alteraciones en el clima. Desde la época pre-industrial hasta el 2005, casi ha duplicado su proporción en la Atmósfera al pasar de unos 200 ppm a 379 ppm. Más espectaculares son las cifras del metano que ha sufrido similar tendencia para el mismo periodo, desde 715 ppb a 1774 ppb. Por su parte, el óxido nitroso, cuyo origen es antrópico en más de un 30% del total existente en la Atmósfera ha variado de 270 ppb a 319 ppb (IPCC, 2007).

[2] Traducción del informe IPCC de 2007 por *Alerta Tierra.Com*.

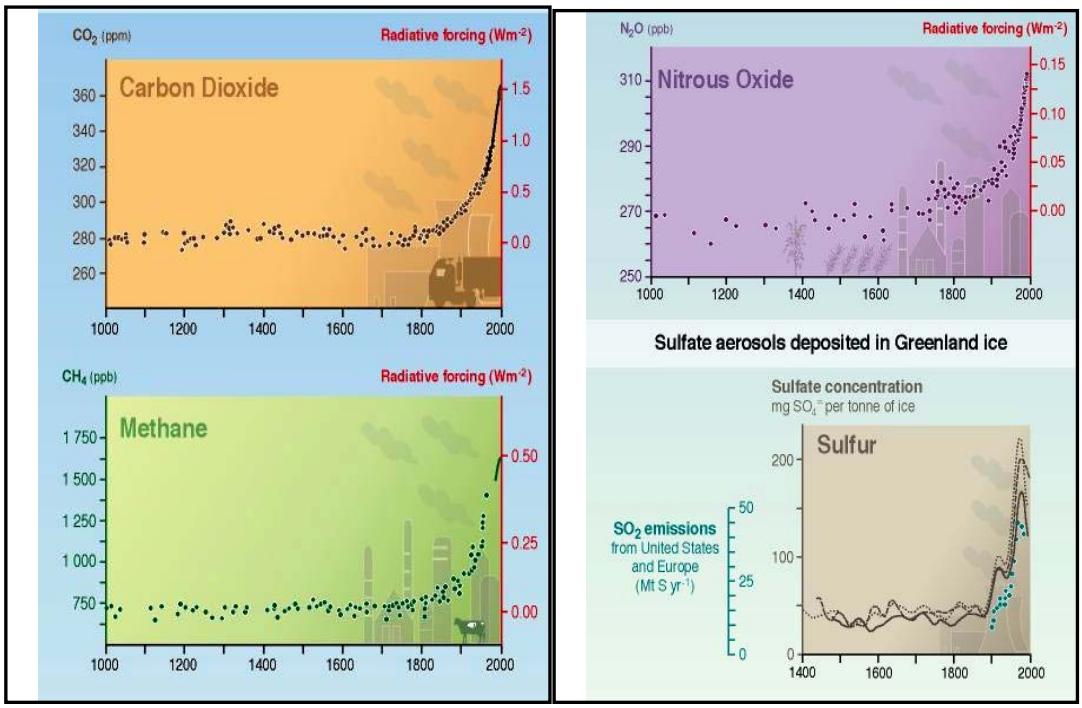


Fig. IX-3.- Variaciones desde hace 1.000 años de algunos de los gases responsables del denominado "efecto invernadero". Según el IPCC (2001).

El modo en que estos gases afectan al clima parece corresponderse con un incremento de las temperaturas y de las anomalías térmicas y de las precipitaciones. A continuación, desarrollaremos algunas de estas variables climáticas.

9.1.1.- INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA Y OTRAS ANOMALÍAS TÉRMICAS:

Un artículo realizado en los años ochenta por varios científicos (JONES et al, 1986), ponía de manifiesto que, en el Hemisferio Norte, las temperaturas habían aumentado unos 0,4º C. Posteriormente, y en los últimos años, este hecho no sólo ha sido corroborado en los tiempos recientes por el IPCC y otras investigaciones (IPCC, 2001 e IPCC, 2007) sino que, incluso, este valor ha aumentado hasta 0,6º C. Se ha evaluado que la media de dicho incremento oscilaba, efectivamente en torno a los 0,5º C (IPCC, 2001; PERNETTA y ELDER, 1992). En el siglo XX, esta variación térmica ha tenido dos fases concretas de desarrollo: una inicial en el período que abarca los años comprendidos entre 1910 a 1945 y la fase actual, que se desarrolla a partir del año 1976.

Este incremento de las temperaturas parece ser cada vez mayor y multiplicarse en las últimas décadas. Por ejemplo, la serie de años comprendidos entre 1995 y 2006, ha coincidido con el periodo de aumento más significativo de la temperatura del planeta desde que se iniciaron las primeras medidas de esta variable. Incluso, esta tendencia al alza en la superficie terrestre era acompañada por la registrada en otros niveles de la Atmósfera (Troposfera media y baja) (IPCC, 2007). Esto se ha podido constatar, gracias a los nuevos datos aportados por globos sonda y satélites que trabajan para el estudio y análisis del "Cambio Climático". Se ha calculado que, en el pasado siglo, el incremento total fue entre +0,4 y +0,6º C, como ya se ha mencionado (Figuras. IX-4 y IX-5). Los años más cálidos han sido (BROHAN et al., 2006): 1998, 2005, 2003, 2002, 2004 y 2006 (ordenados de más calidos a menos cálidos).

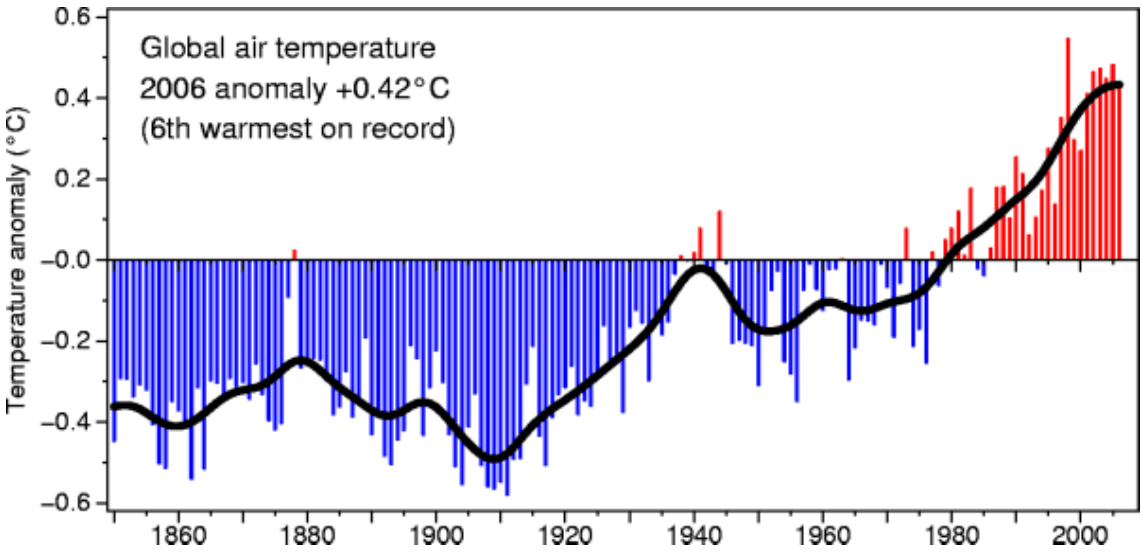


Fig. IX-4.- Anomalías térmicas entre los años 1850 y 2006 (Según Brohan et al., 2006).

9.1.2.- VARIACIONES EN EL RÉGIMEN PLUVIOMÉTRICO:

Por otro lado, en los últimos años se ha podido observar importantes variaciones en la distribución mundial de las precipitaciones (Figuras. IX-6 y IX-7). Éstas han sido tanto a la baja, como ocurre en la parte occidental del continente africano, el Sahel, el Mediterráneo, sur de África y regiones del sur de Asia; como al alza, caso de las zonas próximas a los polos y en las altas latitudes: en áreas del Este, del Norte y del Sur de América, Norte de Europa y, Norte y centro de Asia. Desde 1970, las sequías han incrementado su intensidad y han abarcado un mayor territorio, en especial, en los

ámbitos tropicales y subtropicales (IPCC, 2007). Las causas de estas tendencias se vinculan a un posible enfriamiento de las latitudes medias y altas, así como por un aumento de la salinidad de las aguas de las bajas latitudes. También, hay que señalar que otro de los efectos del "Cambio Climático", en ocasiones más importante que la cantidad de lluvia, es el régimen e intensidad en que esta se manifiesta. Cada vez cae de forma más torrencial y concentrada. Los motivos de esta nueva circunstancia tienen relación con el aumento del vapor de agua en la superficie de continentes y océanos fruto del recalentamiento y, detectado por los satélites dedicados al análisis y estudio del clima.

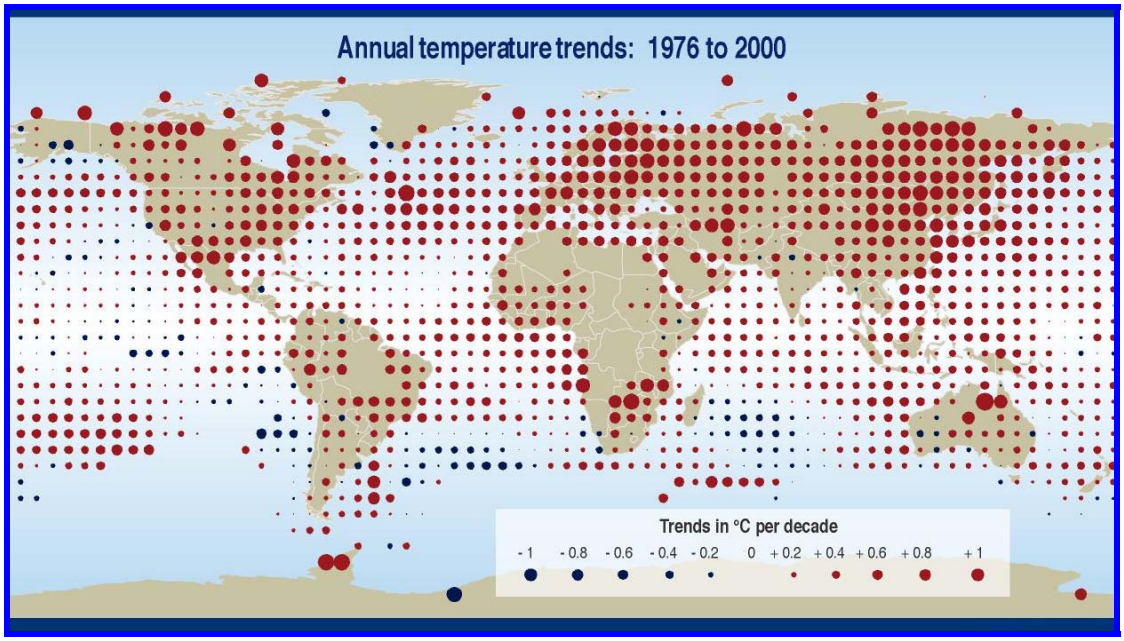


Fig. IX-5.- Tendencia y variaciones térmicas en el mundo para el período 1976-2000.Según el IPCC (2001).

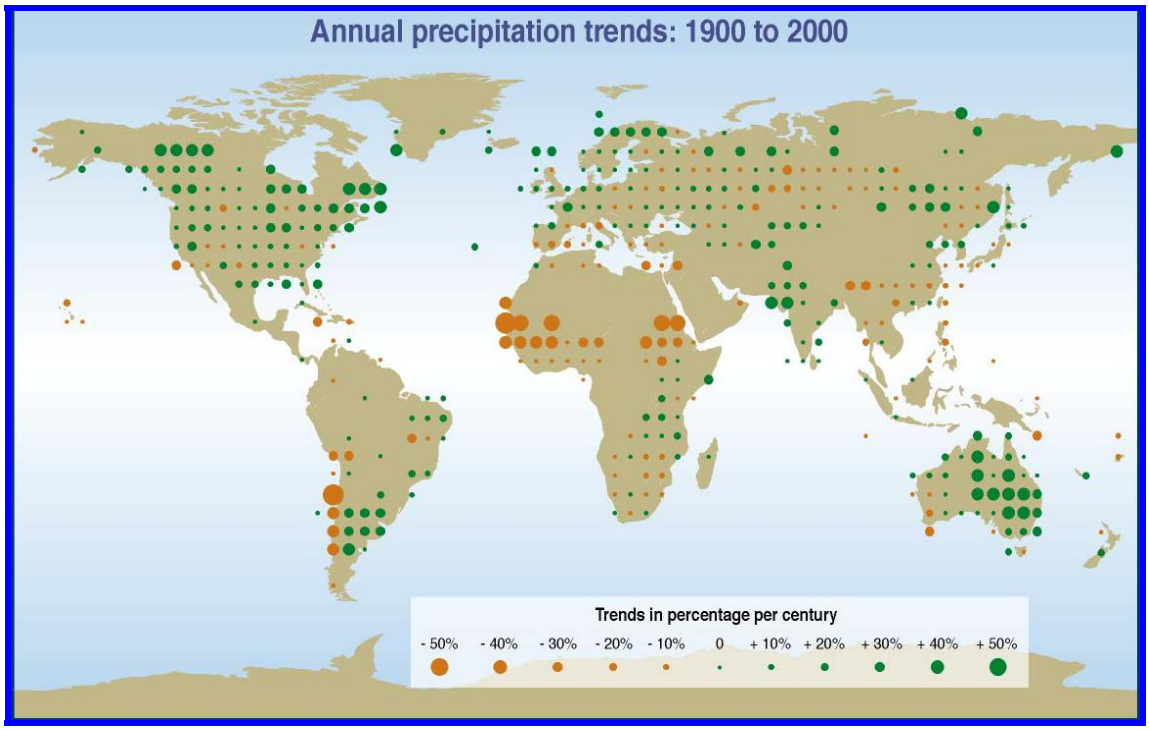


Fig. IX-6.- Tendencias de las precipitaciones para el período 1900-2000 y su distribución en el mundo. Según el IPCC (2001)

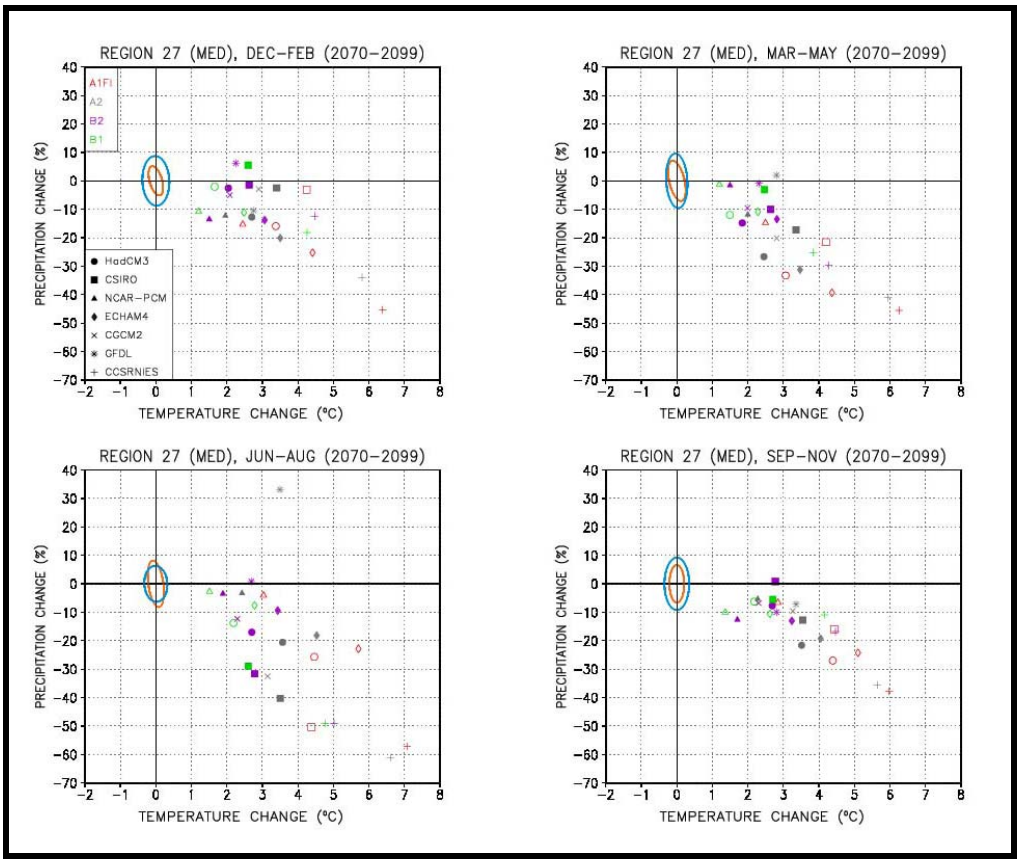


Fig. IX-7.- Variaciones en la precipitación y la temperatura previsibles para la región Mediterránea. ***(Fuente: IPCC Data Distribution Center, Regional scatterplots,*** **http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/sres/scatter_plots/scatterplots_home.html)**

Las previsiones para la Península Ibérica no son precisamente optimistas. La OECC-Oficina de España para el Cambio Climático (2007) exponía recientemente:

- *La sensibilidad de los recursos hídricos al aumento de la temperatura y disminución de precipitación es muy alta, precisamente en las zonas con temperaturas medias altas y con precipitaciones bajas. Las zonas más críticas son las semiáridas, en las que las aportaciones pueden reducirse hasta un 50% sobre el potencial actual. Los recursos hídricos sufrirán en España disminuciones importantes como consecuencia del cambio climático.*
- *Para el horizonte de 2030, simulaciones con aumentos de temperatura de 1º C y disminuciones medias de precipitación de un 5% ocasionarían disminuciones medias de aportaciones hídricas en régimen natural de entre un 5 y un 14%.*
- *Para 2060, simulaciones con aumentos de temperatura de 2,5º C y disminuciones de precipitación de un 8% producirían una reducción global media de los recursos hídricos de un 17%. Estas cifras pueden superar el 20 a 22% para los escenarios previstos para final de siglo.*

Sin embargo, hay que destacar que aún no existen suficientes estudios sobre la evolución del clima en España. Rodríguez-Puebla y Brunet (2007), después de analizar en detalle la mayoría de los trabajos realizados en España sobre este tema, han alertado de la falta de consenso y homogenización tanto en las distintas investigaciones dedicadas a la variabilidad climática como de las series y metodologías con las que se está trabajando. Existe un desajuste entre los estudios dedicados al análisis de las precipitaciones respecto a las tendencias térmicas siendo muy superior el primero (un 33% de las investigaciones desde el año 1990) respecto del segundo (apenas un 7% del total). Destacaremos, a pesar de todo, que en dichos estudios se reflejan algunas tendencias en la Península a tener en cuenta. Respecto a las precipitaciones, se ha observado una disminución generalizada y, en especial, entre los meses de transición que abarcan desde el invierno a la primavera (Fig. IX-8). Por igual, se aprecia una tendencia hacia la polaridad positiva de la NAO que, a su vez, ha incidido negativamente en las precipitaciones invernales y de forma muy especial en el suroeste peninsular (RODRIGUEZ-PUEBLA y BRUNET, 2007). Por ejemplo, en el caso de la cornisa cantábrica, se ha llegado a estimar una reducción de la precipitación entorno a los 3-4 mm/año entre Cantabria y el País Vasco.

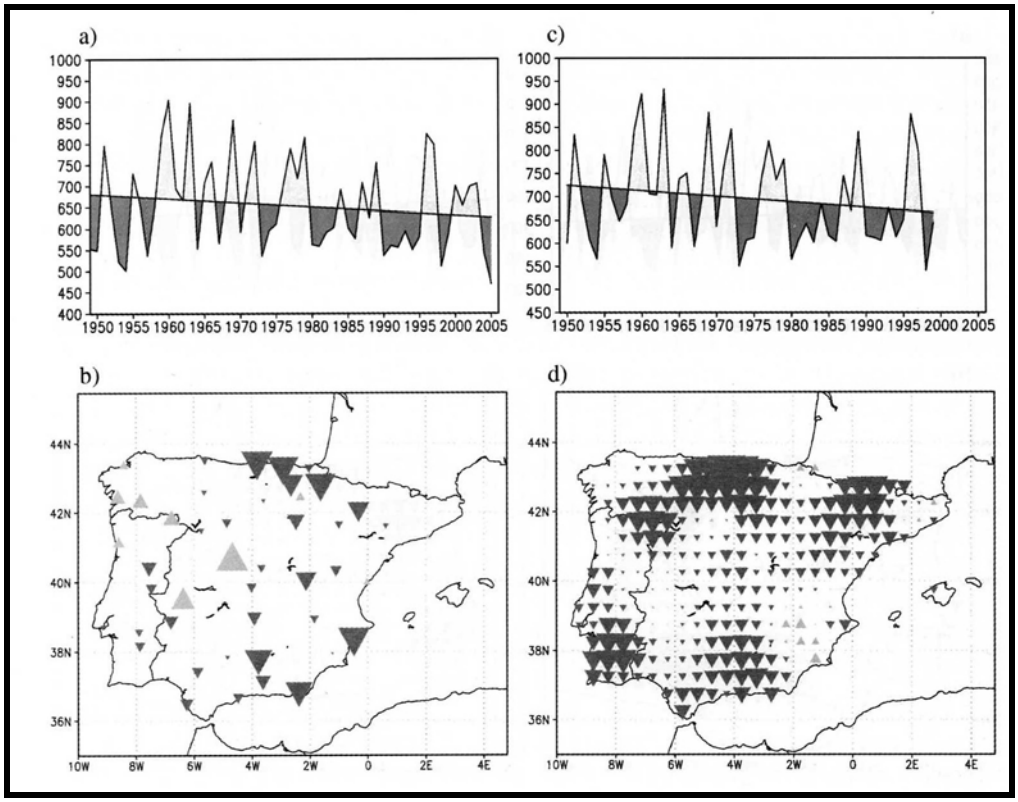


Fig. IX-8. Tendencias y variaciones en las precipitaciones en la Península Ibérica (en b y d, triángulos hacia abajo implican descenso y hacia arriba incremento). Extraído de RODRIGUEZ-PUEBLA Y BRUNET (2007) y según INM (a y b) y LeWi (c y d).

Si bien, como se ha dicho, la mayoría de las investigaciones se centran en estudios de precipitación y anomalías como olas de calor y de frío, hay que señalar, con los pocos datos que aún se dispone, un ascenso térmico generalizado desde el año 1850 hasta el 2000 con dos períodos que se podrían denominar fríos: de 1890 a 1900 y de 1950 a 1970, a partir de los cuales hasta el momento actual, la tendencia ha sido más bien ascendente (Fig. IX-9).

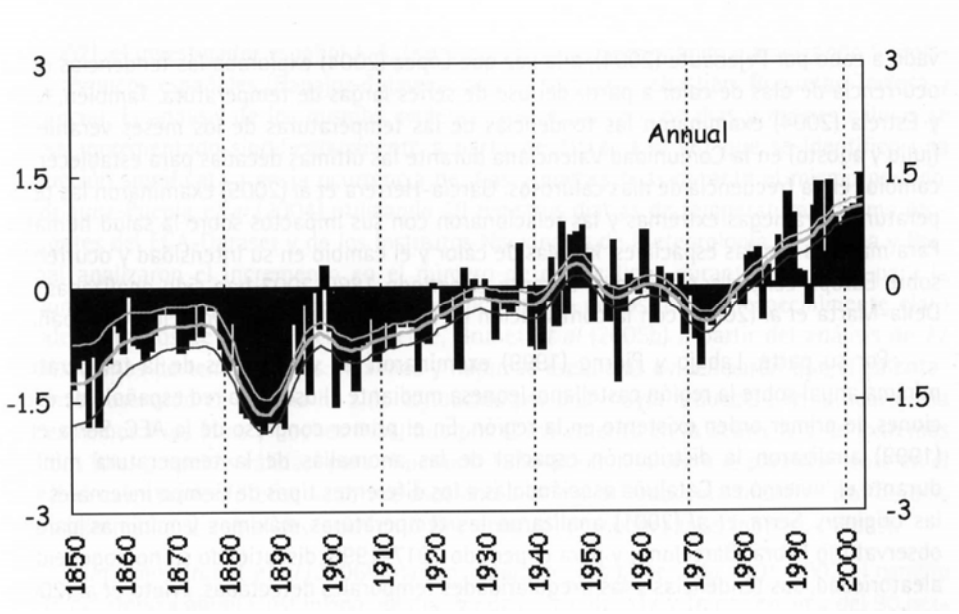


Fig. IX-9.- Variaciones térmicas en la Península Ibérica desde el año 1850. Extraído de RODRIGUEZ-PUEBLA Y BRUNET (2007) y según Brunet (2005). Las columnas representan las anomalías respecto al período base de 1961-1990 de los promedios anuales de las temperaturas medias diarias suavizadas por un filtro Gaussiano de 13 términos (línea gris gruesa) y sus asociados ± 2 Errores Standard (líneas finas).

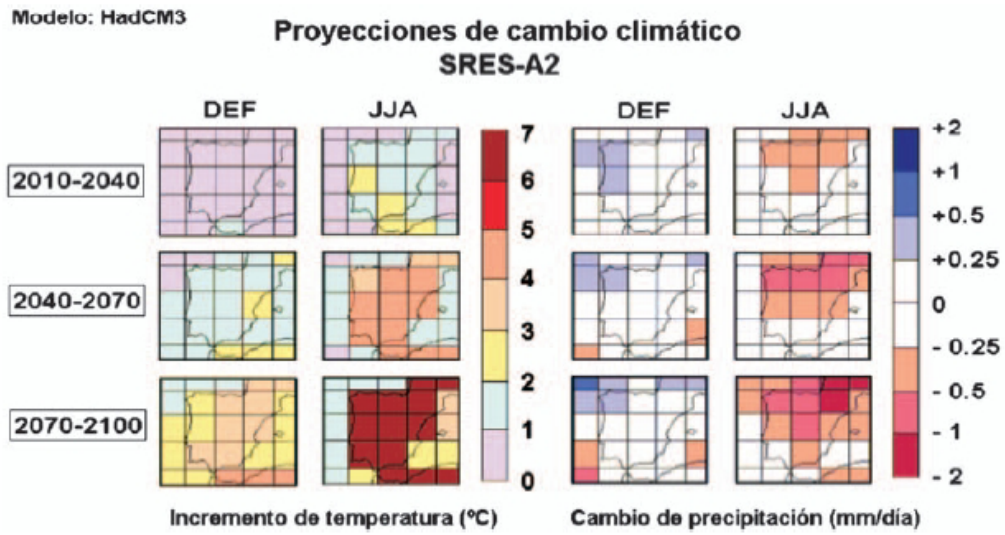


Fig. IX-10.- Proyecciones de cambio de temperatura del aire junto al suelo (a 2m) y de cambio de precipitación media (en mm/día), promediadas para dos estaciones del año (DEF invierno y JJA verano), correspondientes a tres periodos del siglo XXI: 2010-2040 2040-2070 y 2070-2100, y al escenario SRES de emisiones A2. Las simulaciones se realizaron con el modelo HadCM3 y los resultados se tomaron del IPCC-DDC. Según MORENO (2005).

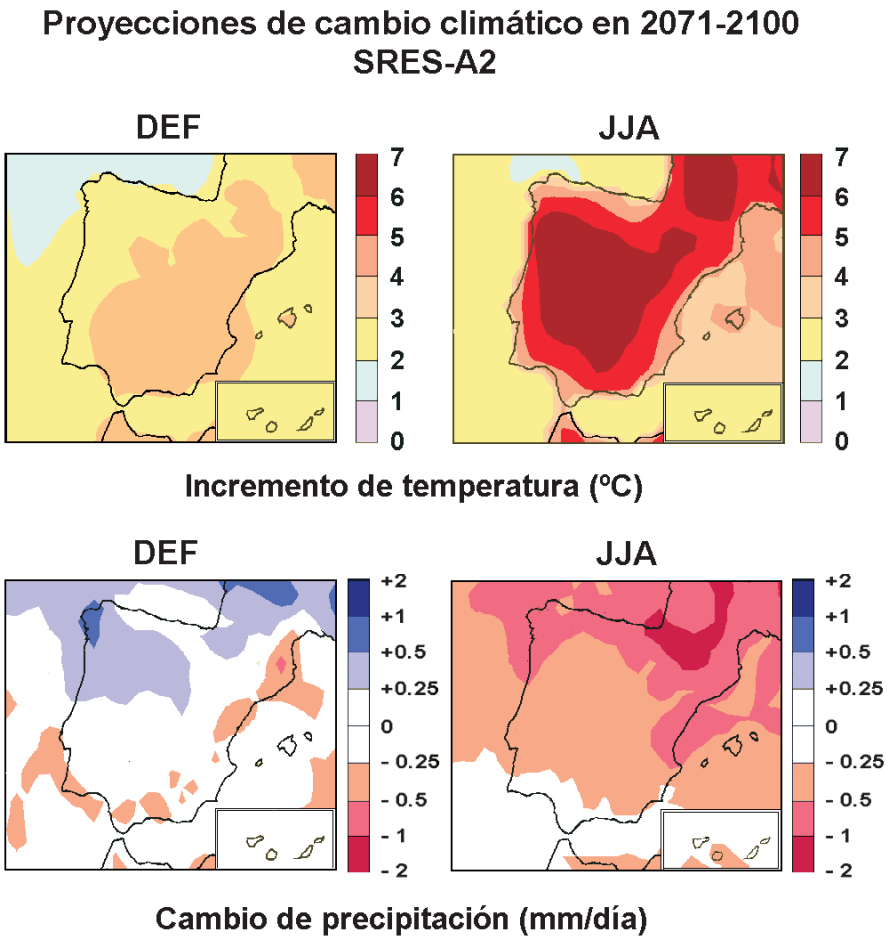


Fig. IX-11.- Proyecciones de cambio de temperatura media diaria del aire superficial (OC) y de cambio de precipitación (en mm/día), promediadas para dos estaciones del año (DEF invierno y JJA verano) en la Península Ibérica, Baleares y Canarias (esquina inferior derecha en cada mapa), correspondientes al escenario SRES de emisiones A2. Los valores corresponden a diferencias entre la simulación del periodo 2071-2100 y la de control (1961-1990). De MOMAC (Grupo de Modelización numérica para el medio ambiente y el clima, UCLM, Toledo) (datos no publicados).

Por su parte, en las conclusiones de Moreno, miembro del Grupo II del IPCC y director del informe perteneciente a la OECC en el año 2005, se afirma lo siguiente respecto a las predicciones futuras (Figuras IX-10 y IX-11):

"La aplicación de modelos climáticos regionales a los resultados obtenidos con los modelos globales permite ampliar el detalle de las proyecciones climáticas. Los resultados de uno de estos modelos (PROMES) para el último tercio del siglo XXI muestran lo siguiente):

- *En el interior peninsular los incrementos de temperatura con respecto al clima actual en el escenario A2 alcanzan valores de 5º C a 7º C en verano y de 3º C a 4º C en invierno. En el escenario B2 la distribución del calentamiento es similar a la del escenario A2, pero generalmente 1º C menos intenso. En la periferia de la Península e Islas Baleares, el calentamiento proyectado es unos 2º C menor*

que en el interior, y en Canarias unos 3º C menor que en el interior en verano y de 2º C menor en invierno.

- *Los cambios proyectados para la precipitación acumulada son más heterogéneos espacialmente. En invierno resultan leves incrementos en el noroeste y leves disminuciones en el suroeste en ambos escenarios de emisiones. En primavera resultan mayores disminuciones de forma generalizada, aunque algo superiores en el escenario A2 que en el B2. En verano el descenso de precipitación es máxima en todo el territorio, excepto en Canarias. En otoño se proyecta para el escenario A2 un ligero incremento en el noreste y una disminución en el suroeste, resultando ambos menos intensos en el escenario B2.*
- *Se proyecta un aumento en la amplitud y frecuencia de las anomalías térmicas mensuales en el clima futuro en relación con el clima actual. Aunque este incremento no se observa de forma regular en todo el territorio, en todas las estaciones del año y en los dos escenarios de emisiones, los incrementos en la amplitud se mantienen en torno al 20%. Por otra parte, no se aprecian alteraciones significativas en la frecuencia de anomalías mensuales de precipitación, aunque esta conclusión resulta notablemente más cuestionable.*
- *La frecuencia de días con temperaturas máximas extremas en la Península Ibérica tiende a incrementarse muy significativamente en primavera y en menor medida también en otoño, mientras que en Baleares y Canarias no se observan cambios apreciables, al igual que ocurre en las otras dos estaciones del año en todo el territorio. La frecuencia de días con temperaturas mínimas extremas en la Península tiende a disminuir.*

Considerando el conjunto de resultados del cambio climático proyectado a lo largo del siglo XXI para España por los diferentes modelos climáticos considerados en este informe, es posible ordenar su grado de fiabilidad en sentido decreciente de la siguiente manera:

1. Tendencia progresiva al incremento de las temperaturas medias a lo largo del siglo.
2. Tendencia a un calentamiento más acusado en el escenario con emisiones más altas.
3. Los aumentos de temperatura media son significativamente mayores en los meses de verano que en los de invierno.
4. El calentamiento en verano es superior en las zonas del interior que en las costeras o en las islas.
5. Tendencia generalizada a una menor precipitación acumulada anual.
6. Mayor amplitud y frecuencia de anomalías térmicas mensuales.
7. Mayor frecuencia de días con temperaturas máximas extremas en la Península, especialmente en verano.
8. Para el último tercio del siglo, la mayor reducción de precipitación en la Península se proyecta en los meses de primavera.
9. Aumento de precipitación en el oeste de la Península en invierno y en el noreste en otoño.
10. Los cambios de precipitación tienden a ser más significativos en el escenario de emisiones más elevadas

9.1.3.- OTROS IMPACTOS DERIVADOS DEL "CAMBIO CLIMÁTICO".

El denominado "Cambio Climático" afecta, no sólo a la temperatura y a las precipitaciones. También, a otra serie de componentes y variables biológicas y físicas cuya valoración y estudio incluyen una gran complejidad y, por qué no decirlo, un análisis detallado de cada uno de estos puntos puede ser realmente muy laborioso y extenso. Por ello, para no desviar el objetivo de esta Tesis, destacaremos de forma sintética los siguientes elementos:

a) las "banquisas" de hielo y glaciares, sufren una tendencia a la reducción en su volumen y extensión más que preocupante. En los últimos 50 años parece que se ha perdido entorno a un 7,7 % de la superficie helada del Ártico (Fig. IX-12) y las masas glaciares de alta montaña han conocido importantes retrocesos, tanto en las cordilleras andinas y alpinas como en otras regiones del planeta: Alaska, Franz-Josef Land, Asia, Indonesia, África, áreas tropicales y sub-tropicales de Sur América, el Kilimanjaro o los glaciares de Irian Jaya entre otros (MEIER y DYURGEROV, 2002; SHAROV, 2005; IPCC, 2001 y 2007) - Fig. IX-13; Estos retrocesos se deben no sólo a un incremento de las temperaturas en las regiones de alta montaña durante el último siglo, también y según el IPCC (2001), a una reducción de las precipitaciones y la nubosidad (en un 25 y 30% respectivamente).

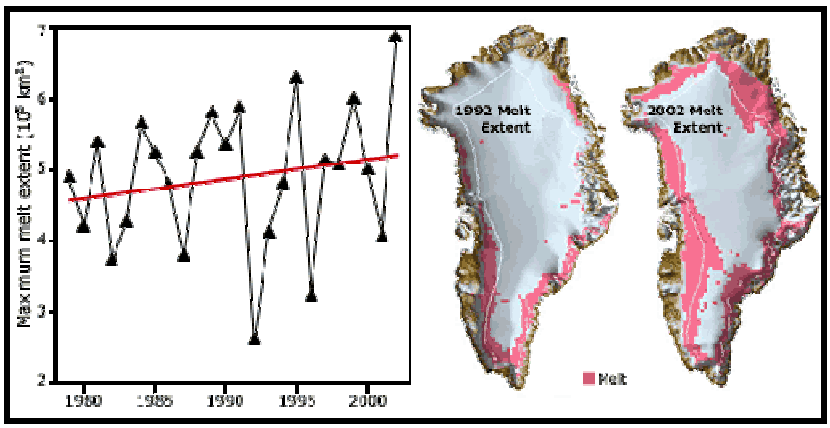


Fig. IX-12.- Variaciones de la superficie helada en Groenlandia (NOAA, 2007).

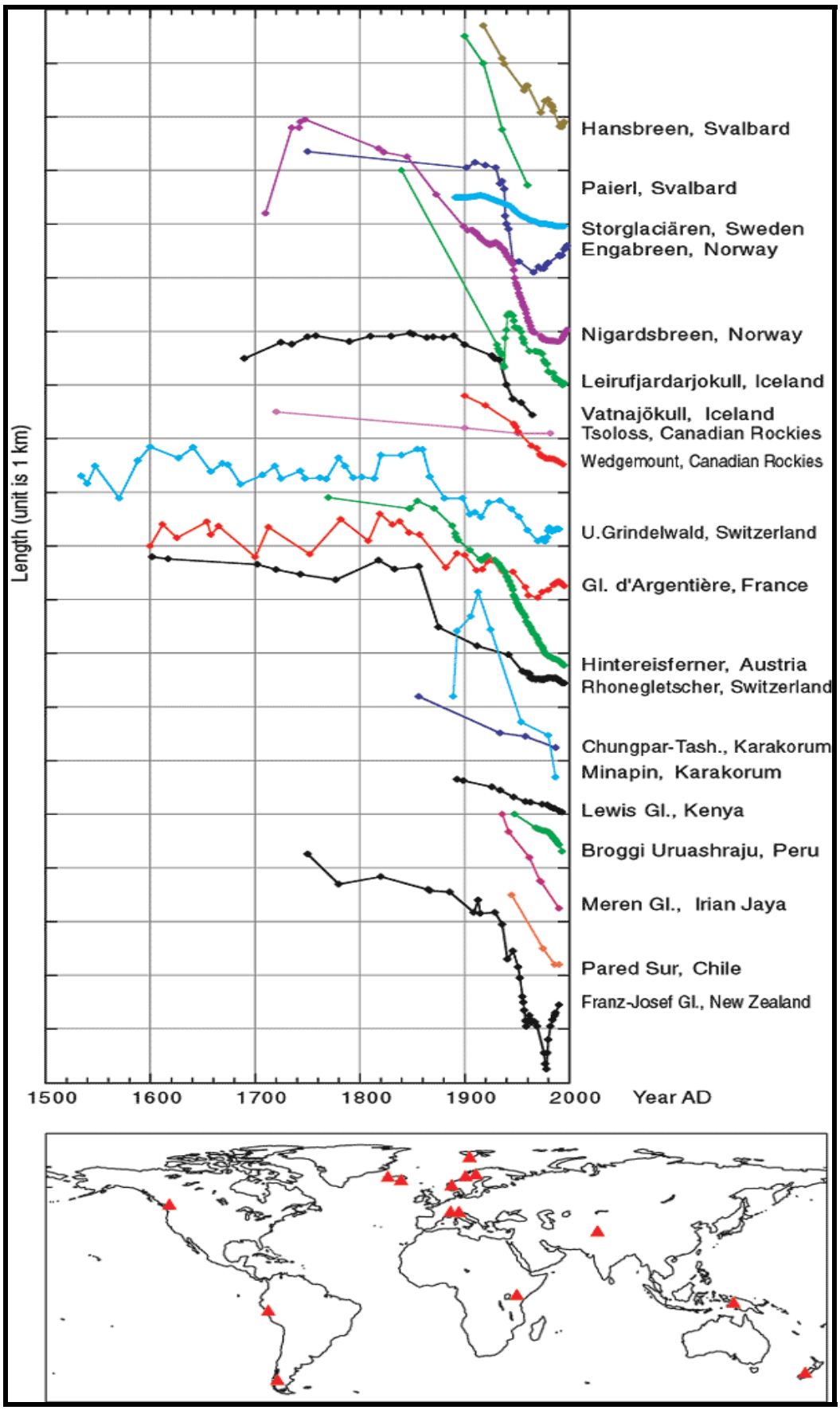


Fig. IX-13.- Variaciones en tamaño de algunos glaciares de distintas partes del mundo. Según el IPCC (2001).

b) Se han detectado cambios importantes tanto, en la circulación atmosférica, como en la oceánica. Fenómenos como el "NIÑO" o "ENSO" y la "NAO" han modificado su frecuencia e intensidad y, eventos puntuales catastróficos como los huracanes y los tornados son cada vez más acuciantes y devastadores (GÜNTHER et al., 1998; BARRIE y CONWAY, 2002; ORVIKU et al., 2003; DAWSON et al., 2004;; FINKL y WALKER, 2004; KEIM et al., 2004; LOZANO et al., 2004; REGNAULD et al., 2004; VAN VUREN et al., 2004; ROONEY y FLETCHER, 2005; ALLAN y KOMAR, 2006; PAPADOPOULOS y TSIMPLIS, 2006; IPCC, 2007; OECC, 2007). Por un lado, las tormentas tropicales y extratropicales no parecen haber aumentado su frecuencia pero sí su intensidad ya que cada vez más se comportan de forma más violenta. Por ejemplo, respecto a la NAO sucede algo similar: parece incluso haber disminuido su frecuencia pero su intensidad cada vez es mayor. Las costas de Escocia, noroeste de Irlanda e Islandia, en el Atlántico Norte, sin embargo, sí se han detectado una mayor frecuencia en la llegada de tormentas acompañada de un aumento en la intensidad de las mismas (DAWSON et al., 2004). Sobre todo, en el número de eventos invernales de los últimos 150 años. Esta circunstancia parece coincidir cuando al Oeste de Groenlandia las temperaturas son inferiores a lo habitual y cuando las bajas presiones se instalan durante un período prolongado en Islandia. Además, todo parece apuntar a que existe un desplazamiento de la NAO hacia áreas más septentrionales y, que con el paso del tiempo, disminuirá la fuerza de las tormentas en verano y se recrudecerán en invierno (LOZANO et al., 2004). Otro ejemplo, lo representan las costas bañadas por el Mar Báltico. En ellas, se ha atribuido recientemente como el principal responsable del importante retroceso costero que sufre este litoral, a un incremento del oleaje y, consecuentemente de las tormentas que lo producen en los últimos 20 años (ORVIKU, et al., 2003).

Respecto al fenómeno del "El Niño", no hay un acuerdo aún en el mundo científico (CAÑADA, 2007) aunque hay algunos autores como Allan y Komar (2006) que parecen haber demostrado alteraciones en "El Niño". Otros incluso, como Papadopoulus y Tsimplis (2006) han encontrado una fuerte relación entre los períodos de "El Niño", la "NAO" y la "Pacific Oscilation Decadal" (POD) con los repuntes incipientes de la subida del Nivel Medio del Mar en distintos océanos.

Según Kerry (2005), los huracanes parecen haber aumentado su intensidad y fuerza desde los años "70" aunque su frecuencia no parece haber sufrido grandes cambios.

Además, en el caso de los tornados, parecen existir evidencias claras de un importante incremento en Estados Unidos y ligado a las variaciones ocasionadas por "El Niño" en la últimas décadas –Tabla IX-I-(PATEMAN y VANKAT, 2007). Sin embargo, en otras aguas del planeta (el Mar de Kara y el Mar Laptev) apenas se han notado cambios a excepción de los años que discurrieron entre las décadas de 1970 y 1990 (ATKINSON, 2005). También, Cho y Kim (2006), en una publicación reciente, han alertado de un aumento de los tifones en las costas coreanas.

Décadas	1950-1960	1960-1970	1970-1980	1980-1990	1990-2000
Total	4796	6813	8579	8141	10696
Media Anual	533	757	953	905	1188
Media Mensual	44	63	79	75	99

TABLA IX-I.- Tornados sufridos en los Estados Unidos entre las décadas de 1950 a 1990. Puede apreciarse un claro aumento de su frecuencia (Según Pateman y Vankat, 2007).

c) Se ha constatado igualmente, un calentamiento de las aguas marinas cercano a 0,31º C en los últimos 50 años que, además, ha llegado a afectar a profundidades por encima de los 2.000 metros (CARROLL, 2005; ALLAN y KOMAR, 2006; IPCC, 2007). En la mayoría de los océanos se han detectado anomalías en su temperatura superficial (LEVITUS et al., 2000): las aguas de distintas zonas tropicales y responsables en parte de la alteración de los arrecifes de coral (HOEGH-GULDBERG, 1999) o en el océano Índico y Golfo de Arabia o Mar Pérsico con ascensos que han superado el grado centígrado (SHEPPARD, 2001) – Fig. IX-14 - .

(URBAN et al., 2000). Igualmente, han encontrado cambios en el Océano Pacífico donde el incremento de su temperatura es una de las variaciones más importantes.

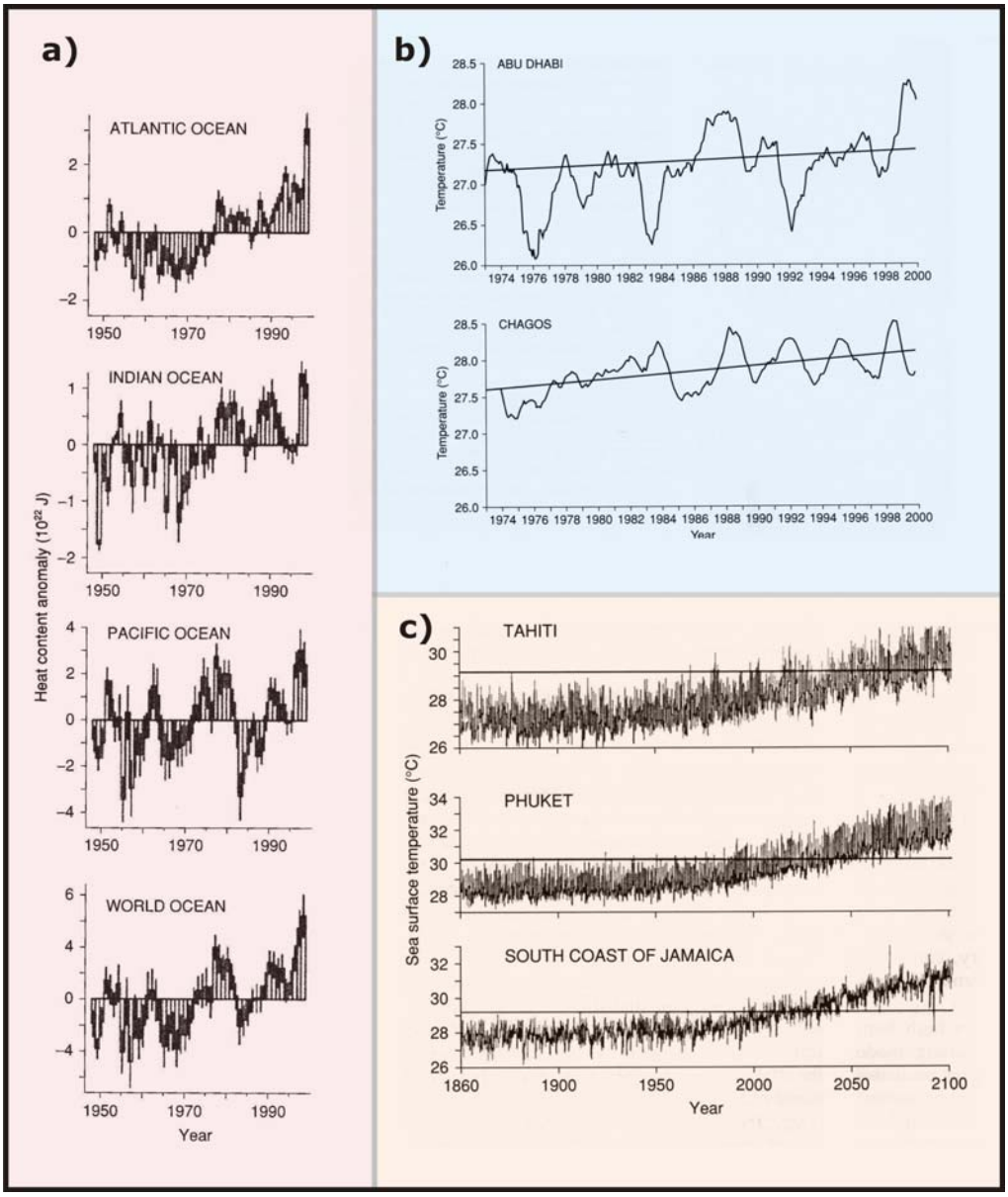


Fig. IX-14.- Variaciones, anomalías y algunas predicciones de las temperaturas de las aguas superficiales de distintos mares y océanos. (Adaptado a partir de: (a) LEVITUS et al., 2000; (b) SHEPPARD, 2001 y (c) HOEGH-GULDBERG, 1999)

d) Distintas especies de fauna y flora se encuentran al borde de la desaparición. Otras están cambiando sus comportamientos migratorios y finalmente, existen especies invasoras y plagas que se verán favorecidas por la nueva tendencia climática (MORENO, 2005; VALIELA, 2006; OECC, 2007). Algunos autores han llegado a valorar la extinción de entre un 37% y un 50% de las especies en el próximo medio siglo (THOMAS et al., 2004).

Caso especial lo representan los arrecifes de coral que, desde la mitad del siglo pasado, se encuentran en un importante retroceso. En los años "70" la interpretación de este deterioro fue atribuido a la contaminación de las aguas marinas y a la proliferación de la estrella de mar llamada *Acanthaster planci* (PERÉS et al., 1980). Posteriormente, parece haberse incorporado también los efectos del "Cambio Climático" responsables del incremento de la temperatura y de la subida del nivel del mar como uno de los factores determinantes junto a otros aspectos relacionados con la climatología – El Niño, huracanes, etc. (HOEGH-GULDBERG, 1999; WOODROFFE et al., 1999; ALBRITTON et al., 2001; LANG, 2003; FRANK y JELL, 2006; LIDZ et al., 2006; SMITHERS, et al., 2006; VALIELA, 2006).

En el caso de España, y según la OECC-Oficina de España para el Cambio Climático- las previsiones sobre los efectos del Cambio Climático son preocupantes (2007). Se espera que afecte prácticamente a todos los ecosistemas acuáticos continentales y marinos (con la consiguiente repercusión en la pesca), ecosistemas terrestres, en la biodiversidad vegetal y animal. En los informes se llega a asegurar lo siguiente:

"(...) Con un gran nivel de certeza se puede asegurar que el cambio climático hará que parte de los ecosistemas acuáticos continentales españoles pasen de ser permanentes a estacionales; algunos desaparecerán".

"La biodiversidad de muchos de ellos se reducirá y sus ciclos biogeoquímicos se verán alterados. La magnitud de estos cambios aún no puede precisarse. Los ecosistemas más afectados serán: ambientes endorreicos (La Mancha Húmeda, por ejemplo), lagos, lagunas, ríos y arroyos de alta montaña (1600-2500 m), humedales costeros y ambientes dependientes de las aguas subterráneas".

Según Moreno (2005), las zonas y sistemas más vulnerables al cambio climático son las islas y los ecosistemas aislados, como son las islas y los sistemas de alta montaña, y los ecotonos o zonas de transición entre sistemas.

En principio, se espera que las costas atlánticas de la península conozcan una "mediterraneización" y el sur un notable aumento de su aridez. Por ejemplo, especies como el *Quercus pireanica* se verán favorecidas por el incremento térmico y ocuparán

el espacio hoy colonizado por los bosques atlánticos. Sobre todo, la vegetación de alta montaña, los bosques y masas arbustivas caducifolias sensibles a la sequía estival, los bosques esclerófilos y lauroides del sur y suroeste peninsular y la vegetación litoral representan las especies vegetales más sensibles y de riesgo ante el denominado Cambio Climático (OECC, 2007). A su vez, se prevé un incremento de la productividad en los ecosistemas terrestres en las regiones atlánticas y un descenso en las mediterráneas (MORENO, 2005).

Incluso, la propia fisiología de las especies forestales pueden sufrir importantes transformaciones: la aceleración foliar y de las raíces de las plantas perennifolias podría afectar considerablemente al balance interno de reservas, los caducifolios podrían alargar su ciclo vegetativo, el incremento del consumo de carbohidratos para la renovación de las estructuras de las plantas que implica una disminución de sus reservas, supondrá una mayor vulnerabilidad de la flora ante circunstancias adversas, el aumento de los procesos de evapotranspiración ocasionado por el ascenso térmico supondrá un "estrés" para el arbolado, etc.

De igual modo, y faunisticamente, especies ligadas a humedales y zonas de alta montaña se verán afectadas. La OECC especifica como de riesgo a una serie de reptiles de gran valor y que se encuentran en las montañas del centro y sur peninsular: Algyroides *marchii, Lacerta monticola cyreni*, *Podarcis carbonelli*, *Lacerta schreiberi* y *Salamandra salamandra longirostris.*

También, los aportes hídricos se verán muy afectados. Para el 2030 y en el caso de un incremento de la temperatura de 1º C, se espera una reducción de los mismos entre un 5 y un 14% - Fig. IX-15. Las consecuencias son negativas tanto para el consumo de la población como para el abastecimiento energético dependiente del agua.

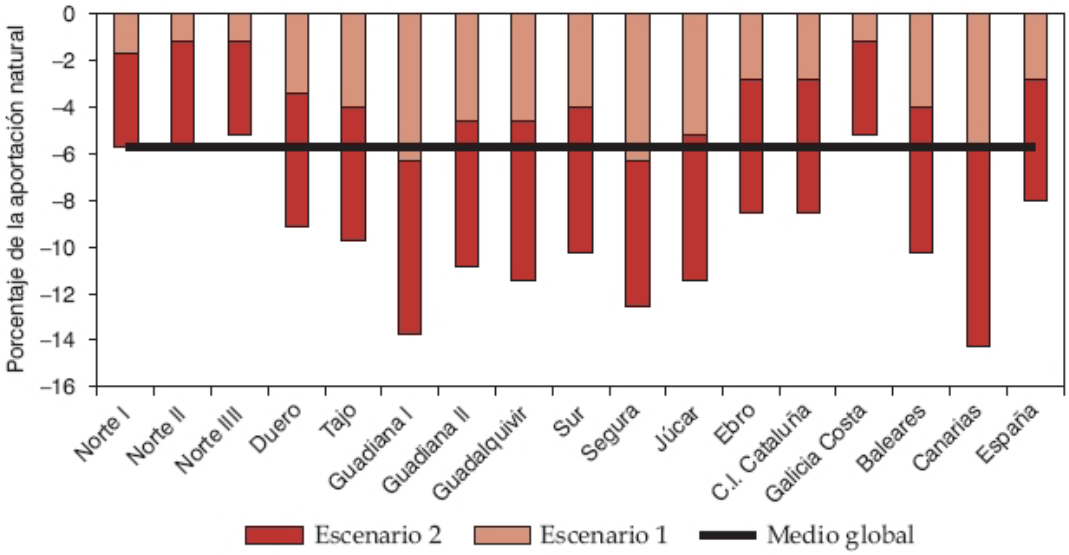


Fig. IX-15.- Porcentajes de disminución de la aportación total, para los escenarios climáticos considerados, en el largo plazo de la planificación hidrológica. Los escenarios 1 y 2 representan simulaciones de aumento de la temperatura de 1 _C, sin cambio en las precipitaciones o con una disminución del 5% de éstas, respectivamente. De MIMAM 2000, El Libro Blanco del Agua en España. Extraído de Moreno (2005).

e) También se ha detectado y se ha previsto importantes interacciones que las variaciones climáticas ejercen sobre la salud (extensión de algunas enfermedades y aumento de la morbilidad derivada de los eventos climáticos extremos) y los altos costes económicos que significará hacer frente a los efectos producidos por esta situación - Fig. IX-16 (OMS, 2003; HEALTH CANADA, 2007; IPCC, 2007; OECC, 2007) y las posibles repercusiones sobre la agricultura; Recientemente, la OMS editó un libro específico sobre este problema con el título: *"Climate Change and Human Health - Risks and Responses"*. En él, se especifica cómo el 2,4% de los casos de diarrea que existen en el mundo, el 6% de los casos de paludismo y el 2% de los casos de malaria, se deben al Cambio Climático según la OMS. Además, se calcula que, en 2000, se produjeron 150 000 defunciones vinculadas a este fenómeno global. Por otro lado, las previsiones del incremento de situaciones climáticas extremas como son las "olas de calor" y de "frío", son bastante preocupantes. Para el año antes mencionado (2000), la ola de calor que azotó el continente europeo durante la época estival, produjo más de 20.000 personas fallecidas, todo, en un período muy corto de tiempo.

Más concretamente la OMS (2003), especifica:

"En términos generales, un cambio de las condiciones climáticas puede tener tres tipos de repercusiones en la salud:

1. *Repercusiones más o menos directas, causadas en general por fenómenos meteorológicos extremos.*
2. *Consecuencias para la salud de diversos procesos de cambio ambiental y perturbación ecológica resultantes del cambio climático.*
3. *Diversas consecuencias para la salud (traumáticas, infecciosas, nutricionales, psicológicas y de otro tipo) que se producen en poblaciones desmoralizadas y desplazadas a raíz de perturbaciones económicas, degradaciones ambientales y situaciones conflictivas originadas por el cambio climático."*

Un ejemplo de la importancia adquirida por las posibles repercusiones de los efectos del Cambio Climático, se puede apreciar en la Tabla IX-II donde, desde el Gobierno de Canadá, se especifican las distintas y previsibles repercusiones sobre la salud de la nueva situación climática.

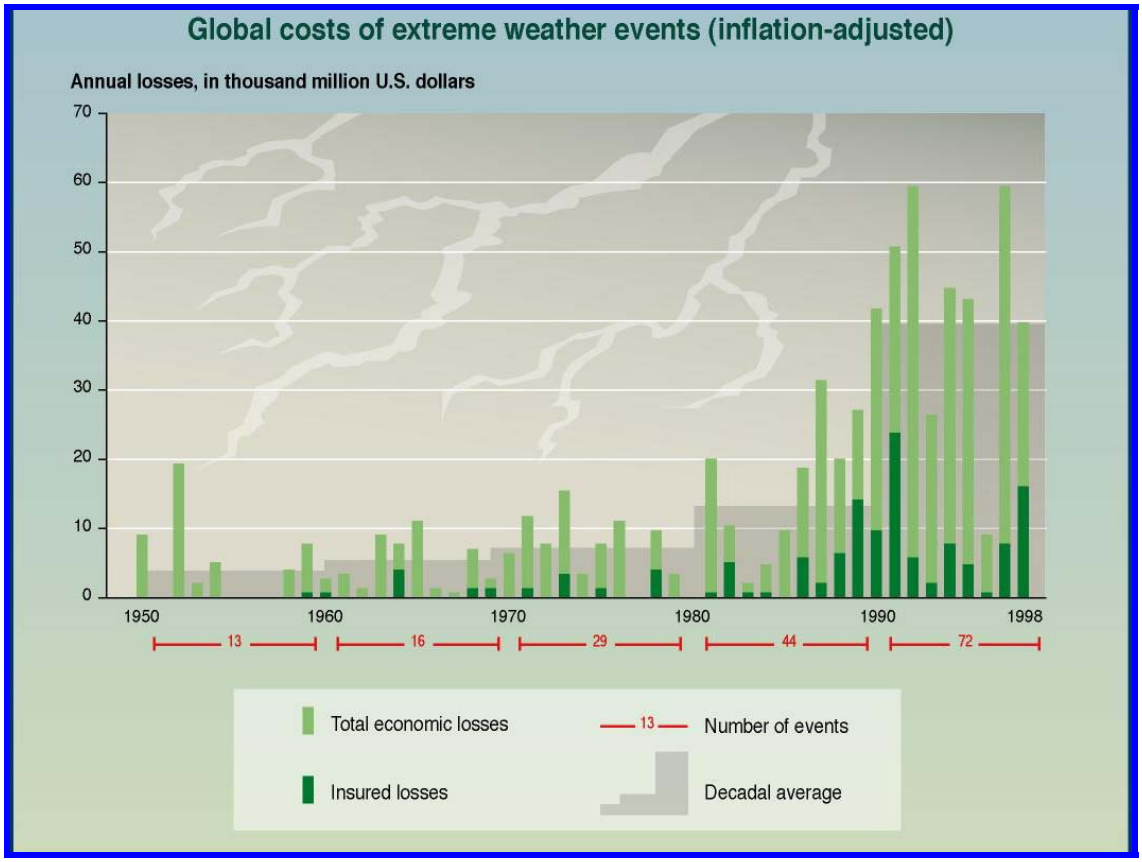


Fig. IX-16.- Costes derivados de eventos climáticos extremos desde el año 1950 hasta el año 1998.

En España, la OECC (2007) supone que, en el futuro, habrá un incremento de la mortalidad por efecto de las "olas de calor" y la extensión de enfermedades tropicales

transmitidas por insectos que, hasta este momento, han sido poco significativas siendo la población mayor de 65 años la más vulnerable. Los mosquitos pueden extender a buena parte de la geografía española el *dengue, la malaria o la enfermedad del Nilo Occidental*. Por su parte, las garrapatas pueden propiciar la *encefalitis*.

Agentes actuantes sobre la salud	Ejemplos de vulnerabilidad en la salud
Morbilidad y mortalidad relacionada con la temperatura	Enfermedades relacionadas con el frío y el calor
	Enfermedades cardiovasculares y respiratorias
	Aumento de los riesgos ocupacionales
Efectos sobre la salud de los eventos climáticos extremos	Daños en infraestructuras hospitalarias y de asistencia sanitaria
	Heridos y enfermos
	"Stress" asociado a los desastres
	Distintos riesgos ocupacionales para la salud
	Desplazamientos forzosos por desastres
Polución del aire y consecuencias sobre la salud	Cambios en la exposición a contaminantes y alérgenos
	Asma y otras enfermedades respiratorias
	Ataques cardiacos y otras enfermedades cardiovasculares
	Cáncer
Efectos sobre la salud derivados de la comida y agua contaminada	Diarreas y otras afecciones relacionadas con distintos contaminantes biológicos y químicos
Efectos sobre la salud de producidos por distintos organismos	Bacterias, distintos virus y otros patógenos relacionados con mosquitos, garrapatas y otros insectos.
Efectos sobre la salud por exposición a los rayos ultravioleta	Daños en la piel y cáncer de piel.
	Cataratas
	Afecciones inmunológicas
Población más vulnerable	ancianos
	niños
	Enfermos crónicos
	Vagabundos y personas sin hogar
	Los habitantes de zonas septentrionales (por el frío)
	minusválidos
	Agricultores y ganaderos
Impactos socio-económicos	Reducción y pérdida de la producción
	Aumento de los problemas sociales
	Pérdida de calidad de vida
	Incremento de los costes relacionados con la salud
	Efectos sobre la salud de las tecnologías aplicadas para mitigar los problemas relatados

TABLA IX-II.- Enfermedades que se pueden ver favorecidas por el Cambio Climático según el gobierno de Canadá (Health Canada, 2007).

Sin embargo, respecto a las actividades agrícolas hay que especificar que los incrementos de la temperatura del aire, de la concentración de CO_2 en la Atmósfera y las variaciones en las precipitaciones tendrán efectos contrapuestos y no uniformes en tanto en las distintas regiones del Planeta como en la Península Ibérica. El efecto

negativo de las altas temperaturas o menores precipitaciones puede verse compensado por las mayores tasas fotosintéticas debido al incremento de CO_2. Por otro lado, las temperaturas más suaves en invierno permitirán mayores productividades en esta época, compensado las pérdidas de otras estaciones (OECC, 2007). En el caso peninsular, la alteración edáfica como consecuencia del Cambio Climático, se estima en una pérdida de carbono por parte del suelo de entre 6-7% con sólo un incremento de 1ºC. La erosión y la pérdida de fertilidad (sobre todo en el norte de España) serán un "hándicap" para las actividades agrarias (MORENO, 2005).

f) Y finalmente, se prevé un aumento del nivel del mar que analizaremos con más detalle en el apartado siguiente.

Para terminar este apartado, cabe destacar la siguiente afirmación del IPCC (2007):

"El calentamiento del sistema climático es un hecho inequívoco, ya que ahora es evidente a raíz de las observaciones del aumento medio de las temperaturas y del aire, del extenso deshielo de hielo y nieve, y del aumento global de los océanos"

9.2.- CAMBIO CLIMÁTICO Y SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR:

En la actualidad, una de las mayores preocupaciones del mundo científico es la posible subida del nivel del mar por efecto del denominado "Cambio Climático". Sí bien, todavía no existen conclusiones determinantes al respecto, hay una opinión general, de que el nivel medio del mar (NMM), en la mayoría de los océanos y mares, no sólo está subiendo sino que está incrementando su potencial erosivo. El origen de esta preocupación sobre el NMM, tanto desde el mundo científico como el social, tiene un protagonista excepcional: el marco urbano de Venecia. Fue entre los años 60-80 y, con motivo de un incremento progresivo de su invasión por las aguas, cuando la prensa y la sociedad comenzaron a tomar conciencia de la necesidad de entender los factores y los problemas que implican el vivir en las zonas costeras (VALIELA, 2006). Pirazzoli (1987) fue de los primeros investigadores en detectar una de las múltiples causas y, que en este caso tenían un origen natural, como era el incremento de la marea y su

capacidad de desbordar en esta vieja urbe todas aquellas zonas que se encontraban por debajo de 1,3 m de altura (Fig. IX-17). Si bien, la nueva tónica ascendente del mar era de cierta importancia, el problema se hacía más acuciante si se le añadían otros problemas ocasionados de origen antrópico de diversa consideración y que propician el hundimiento paulatino de Venecia (VALIELA, 2006).

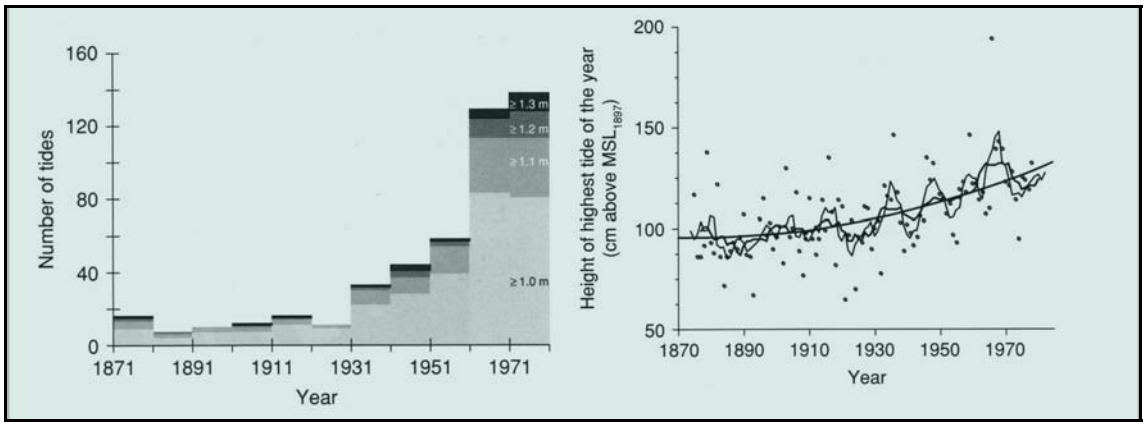


Fig. IX-17.- Venecia: Izda: incremento de las mareas superiores a 1 m; Dcha: variaciones del NMM (según PIRAZZOLI, 1987).

Recientemente, el IPCC (2007) ha estimado una subida del nivel medio marino para los próximos 100 años de unos 0,8 m, dentro de las previsiones más pesimistas (Fig. IX-18).

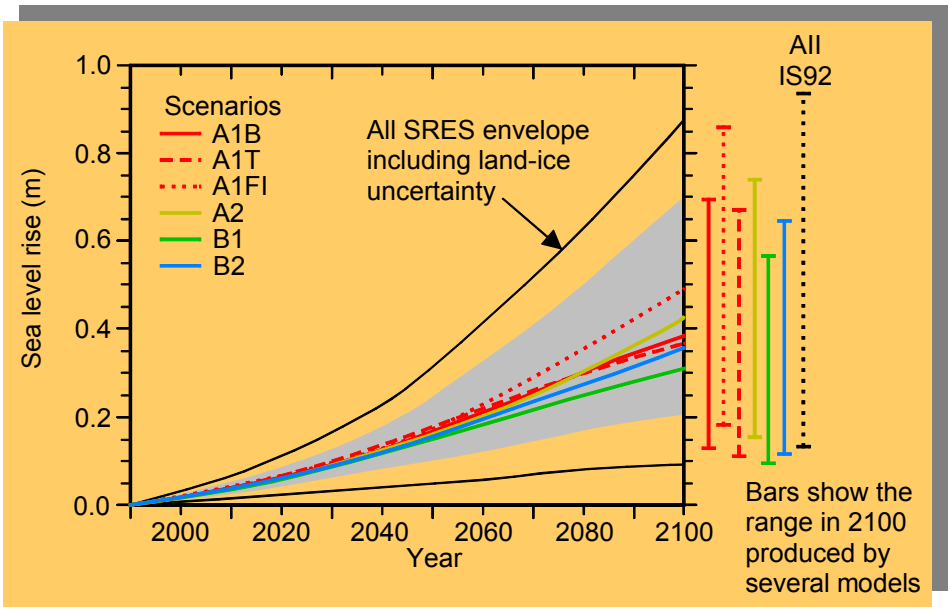


Fig. IX-18- Previsiones de la subida del nivel del mar según el IPCC: distintos escenarios posibles (IPCC, 2001).

Las causas que producen este ascenso son diversas pues son el resultado de la confluencia de factores tanto del orden astronómico, climático, geofísico y geodinámico (PASKOFF, 1994). Estos procesos que afectan a los océanos y mares (disminuyendo o incrementando su nivel) se denominan "eustáticos". A continuación se exponen los más relevantes:

9.2.1.- LOS OCÉANOS Y EL INCREMENTO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA:

La subida del nivel medio del mar (NMM) se debe, en gran medida, al incremento que la temperatura del aire está experimentando en prácticamente todo el planeta (IPCC, 2007). La temperatura del aire puede influir de dos formas sobre la superficie oceánica:

- La primera tiene una implicación directa sobre los casquetes glaciares y los Polos y, por tanto, en los procesos "glacio-eustáticos". El incremento de las temperaturas aumentara la eficacia del deshielo de las superficies heladas, especialmente en el Ártico (Fig. IX-19) y, por ello, un aporte suplementario de agua a los océanos. Por ejemplo, en la Plataforma de hielo de Wordie (Antártida), y gracias a las imágenes por satélite, se ha estimado una disminución de su superficie helada de 1300 km^2, entre los años 1966 y 1989: así se ha pasado de una extensión de 2000 km^2 a tan sólo 700 km^2 (DOAKE and VAUGHAN, 1991). Las estimaciones del incremento del nivel del mar por el efecto del deshielo de los glaciares y de las grandes superficies heladas, dejan muchas dudas y varían según los autores: Meier (1990) calculó un ascenso por estas causas de unos 0,6 m con un error considerable de $\pm$ 0,4 m. Oerlemans y Fortuin (1992) estimaron un incremento del nivel medio del mar de 0,577 mm/año, lo que implica unos 0,5 m en los próximos 100 años. Sin embargo, para otros autores y al contrario de lo que pudiera parecer en un principio, estos incrementos por deshielo del nivel del mar en la actualidad, no son provocados por los grandes "inlandsis" de Groenlandia y de la Antártida sino que los principales responsables, serian los glaciares de las altas montañas y las áreas con capas de hielo poco potentes (NAKADA Y LAMBECK, 1988; PELTIER, 1988). Éstos atribuyen a los glaciares de montaña un 50% del total de la

elevación del NMM. Más recientemente Dyurgerov (2002) estimaba que, en los últimos años, el deshielo de los glaciares subpolares y de alta montaña, fue el responsables de la elevación en más de 12 mm del nivel del mar en los últimos 40 años (Fig. IX-20).

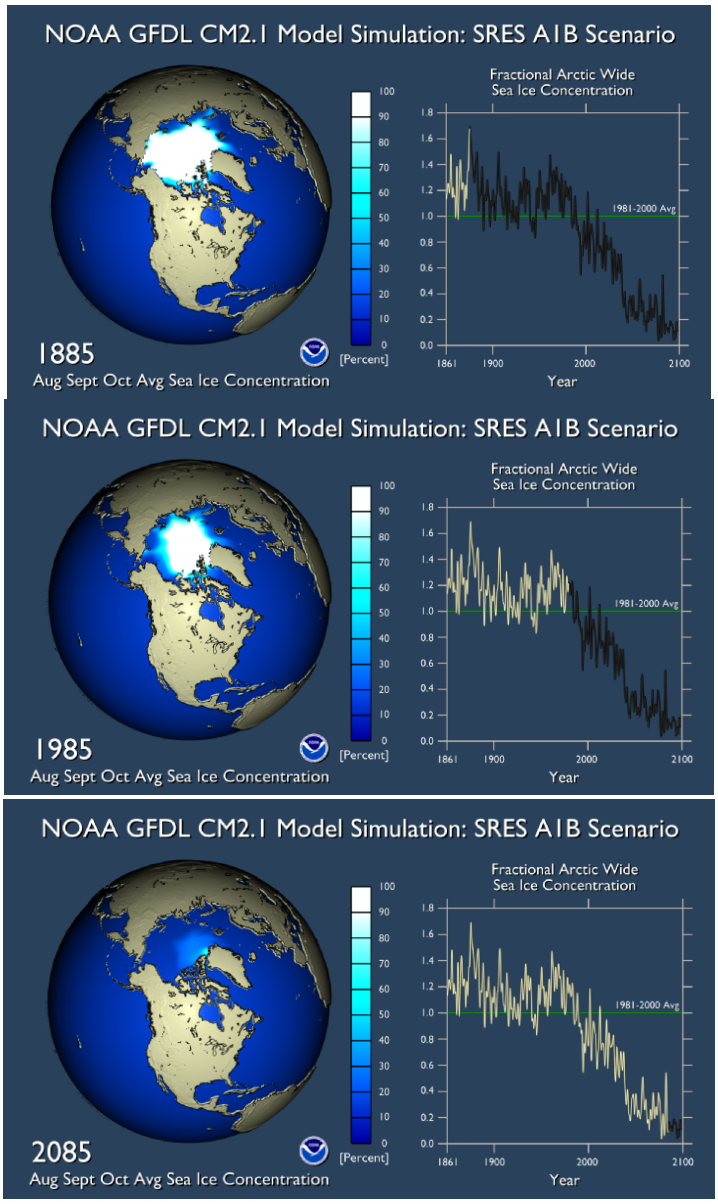


Fig. IX-19-Variaciones de la superficie helada en el Ártico desde el año 1885 y predicción para el año 2085. (Fuente: NOAA, 2007)

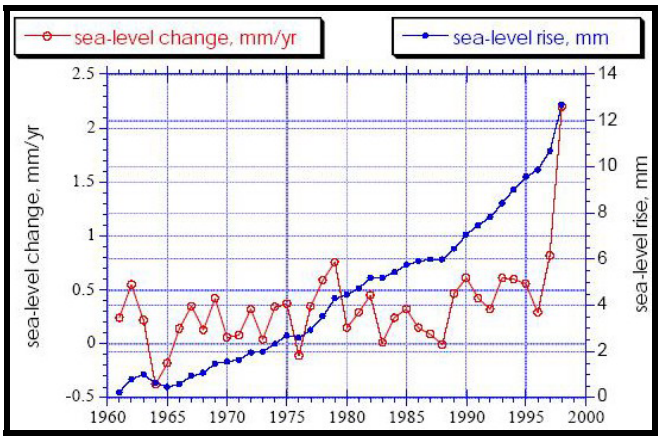


Fig. IX-20.- Contribución de los glaciares de montaña y subpolares a la subida del nivel del mar desde el año 1960 (Según Dyurgerov, 2002).

El último informe del IPCC (2007) tampoco es muy clarificador al respecto. Por un lado, se advierte de un incremento del nivel medio del mar con una media de 1.8 mm/año (1.3 mm/año de mínima y de 2.3 mm/año de máxima) entre los años 1961 y 2003. Además, se aprecia un repunte entre los años 1993 y 2003, donde la tasa media de ascenso se situó en 3.1 mm/año (2.4 mm/año de mínima y 3.8 mm/año de máxima). Esto supone un incremento de 7,56 cm en los últimos 42 años y que parece suponer, para todo el siglo pasado, un ascenso total de 17 a 22 cm. Pero como se apuntaba con anterioridad, existe aún bastante confusión. Sirva de ejemplo, los valores aportados por el IPCC en la Fig. IX-21 donde la responsabilidad de los distintos agentes en la subida del NMM se encuentra acompañada de unos márgenes de error relativamente altos.

Table SPM-0. Observed rate of sea level rise and estimated contributions from different sources. {5.5, Table 5.3} [Numbers to be converted to mm per year]

	Rate of sea level rise (m per century)	
Source of sea level rise	1961 – 2003	1993 – 2003
Thermal expansion	0.042 ± 0.012	0.16 ± 0.05
Glaciers and ice caps	0.050 ± 0.018	0.077 ± 0.022
Greenland ice sheets	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07
Antarctic ice sheets	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35
Sum of individual climate contributions to sea level rise	0.11 ± 0.05	0.28 ± 0.07
Observed total sea level rise	0.18 ± 0.05[a]	0.31 ± 0.07[a]
Difference (Observed minus sum of estimated climate contributions)	0.07 ± 0.07	0.03 ± 0.10

Note:
[a] Data prior to 1993 are from tide gauges and after 1993 are from satellite altimetry

Fig. IX-21.- Principales fuentes desencadenantes del ascenso del nivel medio del mar. Según el informe del IPCC del año 2007 para responsables políticos.

- La segunda, tiene que ver con la densidad, por efecto de la salinidad del agua o proceso "halo-eustatico". Los mares contienen una gran concentración de minerales y sales. Al aumentar la temperatura se producen cambios en su densidad propiciando una expansión de la masa volumétrica del agua. Meier (1990) en su cálculo estipuló que a causa de este proceso el aumento sería de unos 0,2-0,3 m. para el año 2050; también influye la temperatura del agua que conlleva igualmente un efecto expansivo o proceso "termo-eustático". Según Paskoff (1994), el aumento de la temperatura en 1º C del agua marina puede desencadenar un ascenso del NMM de 2 m. Efectivamente, las comprobaciones realizadas desde el año 1961 muestran por un lado como la media de la temperatura del océano ha aumentado de forma considerable alcanzando a profundidades de al menos 3.000 metros por otro y, además, el océano está absorbiendo más del 80% del calor añadido al sistema climático, propiciando, en definitiva, el fenómeno de expansión de las aguas marinas (IPCC, 2007).

9.2.2.- PROCESOS DE INCREMENTO DEL NMM DEBIDOS A LA "ISOSTASIA" Y A LOS FENÓMENOS TECTÓNICOS:

La "isostasia" es el resultado del ajuste de los conjuntos corticales que se asientan sobre la Astenosfera. Así, es conocido cómo en los sectores donde abundan espesores importantes de materiales muy pesados y densos, la corteza se hundirá mucho más que en aquellos ámbitos donde los conjuntos que se apoyan sobre la misma son más ligeros. Con respecto a las fluctuaciones del nivel del mar, están íntimamente ligadas a la existencia de las grandes masas de hielo que se generaron en la última crisis climática del Estadio Isotópico Nº 2, hace unos 20.000 años. Estas grandes extensiones heladas, que abarcaron gran parte del Hemisferio Norte, ejercieron un peso sobre la corteza y los fondos marinos (*subsidencia negativa*). Pero al finalizar el período glaciar, la corteza produjo un reajuste o "realzamiento positivo" elevándose isostásicamente. Esto, a su vez, ocasionó el consiguiente ascenso de la masa de agua que se encuentra por encima. De todas formas, estos procesos tienen su efecto a largo plazo y su incidencia tiene connotaciones distintas según el área geográfica del planeta donde nos encontremos. Así pues, el nivel del mar en la Bahía de Hudson (Canadá) y en los países escandinavos ha descendido (EMERY Y AUBREY, 1991, NOAA, 2007 B): En Finlandia se han medido descensos sincrónicos al *realzamiento positivo* de entre -2,4 y -

9 mm/año (RISTANIEMI et al., 1997; NOAA, 2007 B), en Suecia de entre -1,03 y -3,94 mm/año (mareógrafos de Goteborg y Estocolmo); en la estación de Narvik (Noruega), los valores medios rondan los 3 mm/año. Mientras que, en el resto del mundo, hay un ascenso considerable como se puede apreciar en las Tablas IX-III y IX-IV. Singulares son los notables ascensos existentes en las costas chinas y, más concretamente, en Tianjing (China): allí ha habido años en las que las medias han superado los 24 mm/año (WANG, 1998). Por igual, un importante ascenso se ha detectado, desde finales de los años setenta, en el Mar Caspio con medias que han llegado a alcanzar los 150 mm/año, de causas aún por concretar y cuya evolución podemos apreciar en la Fig. IX-22 (HOOGENDOORN et al., 2005).

LOCALIZACION	TASA (mm/año)	OBTENIDO DE	OBSERVACIONES
MEDIA COSTA MUNDIAL	1,5 a 2	Varios	Incremento
ALEMANIA/Mar Báltico/Norte/	0,6	Hoffman y Lampe, 2007	Incremento
ALEMANIA/Mar Báltico/Sur/	1,1	Hoffman y Lampe, 2007	Incremento
ARGENTINA/Buenos Aires	1,6	Pousa et al., 1998	Incremento
ARGENTINA/Mar de la Plata	1,4	Pousa et al., 1998	Incremento
ARGENTINA/Puerto Madryn	3,5	Pousa et al., 1998	Incremento
ARGENTINA/Quequen	1,6	Pousa et al., 1998	Incremento
AUSTRALIA/Woody Bay	2	Goodwin et al., 2006	Incremento
BRASIL/Costa NE	**0,3**	Oliveira et al., 2006	Descenso
CHINA (media)	2 a 3	Wang, 1998	Incremento
CHINA/Delta del Chanjiang	6,5 a 11	Wang, 1998	Incremento
CHINA/Delta Río Amarillo	4 a 5	Wang, 1998	Incremento
CHINA/Tianjing	**24 a 50**	Wang, 1998	Incremento
DINAMARCA/Mar de Wadden	4	Madsen et al., 2007	Incremento
EEUU/Bostón	2,8	Donnelly, 2006	Incremento
EEUU/Cape Cod	2	Larsen y Clark, 2006	Incremento
EEUU/Carolina del Norte	4,6	Horton et al., 2006	Incremento
EEUU/Charlottetown	3,5	Forbes et al., 2004	Incremento
EEUU/Chesapeake Bay	1,3 a 1,4	Larsen y Clark, 2006	Incremento
EEUU/Delaware	2	Larsen y Clark, 2006	Incremento
EEUU/Delmarva	3,83	Day, 2004	Incremento
EEUU/Estuario del Río Hudson	1,2	Klingbeil y Sommerfield, 2005	Incremento
EEUU/Long Island	1,3 a 1,4	Larsen y Clark, 2006	Incremento
EEUU/Presque Isle	8	Foyle y Norton, 2006	Incremento
ESPAÑA/Golfo de Cádiz	2,6	Dabrio et al., 2000	Incremento
FINLANDIA	**3 a 8**	Ristaniemi et al., 1997	Descenso
FRANCIA/Brest	1,2	Pirazzolli, 1986	Incremento
FRANCIA/Cherbourg	1,7	Pirazzolli, 1986	Incremento
FRANCIA/Marsella	1,3	Pirazzolli, 1986	Incremento
IRLANDA	1,1	Williams y Hall., 2004	Incremento
MAR CASPIO	**150**	Hoogendoorn et al., 2005	Incremento
NORTE DE INGLATERRA (media)	4	Blacker, 2001	Incremento
SUR DE INGLATERRA (media)	6	Blacker, 2001	Incremento

TABLA IX-III.- Tasas de Niveles Medios Marinos en distintos puntos del planeta a partir de la información de distintos autores (Elaboración propia).

En definitiva, todos estos procesos han imperado para que en los últimos tiempos se haya confirmando un aumento en las tasas de ascenso del nivel del mar. Según parece, hace unos 2000 años (ACINAS, 2001), la media de este ascenso se encontraba en un umbral de 0,25 mm-0,3 mm/año. En el Atlántico europeo, hasta hace unos años, era de 0,8 mm/año (PIRAZZOLI, 1989). Sin embargo, como se especificó con anterioridad, hoy se sitúa en torno a los 1,3 y 2,8 mm anuales (PASKOFF, 1993;

ACINAS, 2001; VALIELA, 2006; IPCC, 2007). La media del ascenso en todo el planeta se encuentra alrededor de los 1,5-1,8 mm/año (PERNETTA and ELDER, 1992; VALIELA, 2006; IPCC, 2007). Por ello hace algún tiempo, se creó el PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) cuyo objetivo fue realizar un seguimiento exhaustivo de la altura del nivel del mar en los próximos años a partir de más de 2000 estaciones distribuidas por todo el mundo y que sirve de referencia al IPCC (Tabla IX-IV).

LOCALIZACIÓN	TASA (mm/año)	ERROR	*AÑO OBSE	ESTACIÓN	LOCALIZACIÓN	TASA (mm/año)	ERROR	AÑO OBSE	ESTACIÓN
Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL)					NORUEGA/Narvik	-3,09	0,3	1928-2001	040-081
ALEMANIA/Cuxhaven	2,44	0,08	1843-2002	140-012	PANAMÁ/Balboa	1,38	0,14	1908-1996	840-011
ALEMANIA/Wismar	1,38	0,05	1848-2003	120-022	PANAMÁ/Cristobal	1,41	0,11	1909-1980	904-011
ARGENTINA/Buenos aires	1,57	0,15	1905-1987	860-151	PORTUGAL/Cascais	1,27	0,08	1882-1993	210-021
ARGENTINA/Quequen	0,85	0,16	1918-1982	860-081	R.UNIDO/Aberdeen	0,66	0,05	1862-2003	170-011
AUSTRALIA/Fremantle	1,48	0,14	1897-2003	680-471	R.UNIDO/Newlyn	1,71	0,1	1915-2003	170-161
AUSTRALIA/Sydney	0,59	0,06	1886-2003	680-140	R.UNIDO/North Shields	1,88	0,08	1895-2003	170-053
CANADÁ/Halifax	3,16	0,07	1895-2002	970-011	RUSIA/Tuapse	2,24	0,33	1917-2002	300-001
CANADÁ/Vancouver	0,37	0,15	1910-1999	822-071	SUECIA/Estocolmo	-3,94	0,18	1889-2003	050-141
CANADÁ/Victoria	0,8	0,13	1909-1999	822-101	SUECIA/Goteborg	-1,03	0,19	1887-2003	050-032
CHINA/Xiamen	1,02	0,3	1954-2002	610-005	TAILANDIA/Ko Lak	-0,48	0,13	1940-2002	600-021
COLOMBIA/Cartagena	5,31	0,19	1949-1992	902-021	YEMEN/Aden	1,23	0,1	1879-1969	485-001
DINAMARCA/Esbjerg	1,08	0,16	1889-1997	130-121	Center for Operational Ocea	nographic Products and Services (CO-OPS)			
ESPAÑA/Tenerife	1,53	0,16	1927-1999	370-032	EEUU/Alaska/Ketchikan	-0,11	0,16	1919-1999	9450460
FILIPINAS/Manila	1,78	0,18	1901-1969	660-011	EEUU/Boston/Massachusetts	2,65	0,1	1921-1999	8443970
FINLANDIA/Helsinki	-2,41	0,19	1879-2001	060-351	EEUU/California/Crescent city	-0,48	0,23	1933-1999	9419750
FRANCIA/Brest	1	0,04	1807-2000	190-091	EEUU/California/San Diego	2,15	0,12	1906-1999	9410170
FRANCIA/Marsella	1,2	0,08	1885-2000	230-051	EEUU/California/San Francisco	2,13	0,14	1906-1999	9414290
GHANA/Takoradi	3,35	0,26	1929-1970	410-001	EEUU/Carolina S./Charleston	3,28	0,14	1921-1999	8665530
INDIA/Mumbai/Bombai	0,74	0,06	1878-1994	500-041	EEUU/Florida/Fernandina B.	2,04	0,12	1897-1999	8720030
INDIA/Vishakhapatman	0,54	0,26	1937-1996	500-101	EEUU/Florida/Key West	2,27	0,09	1913-1999	8724580
ISLANDIA/Reikiavik	2,34	0,36	1956-2001	010-011	EEUU/Florida/Pensacola	2,14	0,15	1923-1999	8729840
ITALIA/Génova	1,2	0,07	1884-1997	250-011	EEUU/HONOLULU	1,5	0,14	1905-1999	1612340
ITALIA/Trieste	1,15	0,11	1905-2001	270-061	EEUU/N.Jersey/Atlantic City	3,98	0,11	1911-1999	8534720
JAPÓN/Aboratsubo	3,33	0,14	1930-1999	642-091	EEUU/N.York/The Battery	2,77	0,05	1856-1999	8518750
JAPÓN/Mera	3,66	0,12	1931-2001	642-061	EEUU/PORTLAND/Maine	1,91	0,09	1912-1999	8418150
JAPÓN/Tonoura/Homada	0,38	0,12	1899-2002	647-023	EEUU/Virginia/Sewells Point	4,42	0,16	1927-1999	8638610
JAPÓN/Wajima	-0,8	0,13	1930-1999	647-061	EEUU/Washington/Neah Bay	-1,41	0,22	1934-1999	9443090
LETONIA/Daugavgriva	0,16	0,5	1875-1938	080-081**	ISLAS MARIANAS/Guam	0,1	0,9	1948-1999	1630000
LETONIA/Liepaja	0,88	0,37	1865-1836	080-151**	ISLAS MARSHALL/Kwajalein	1,05	0,51	1946-1999	1820000
N.ZELANDA/Auckland	1,29	0,1	1903-2000	690-002	R. UNIDO/BERMUDAS	1,83	0,3	1932-1999	2695540
N.ZELANDA/Lyttelton	2,36	0,15	1924-2000	690-022	TASA MÁXIMA DE	ASCENSO DEL NIVEL DEL MAR			Ascenso
NORUEGA/Bergen	-0,52	0,12	1883-2001	040-221	TASA MÁXIMA DE	DESCENSO DEL NIVEL DEL MAR			Descenso

TABLA IX-IV.- Tasas de los niveles Medios del Mar de las estaciones empleadas para el seguimiento del Cambio Climático del PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) y CO-OPS (Center for Operational Oceanographic Products and Services): se aporta la localización, el posible error de medición, serie de años máxima observada y el código de la estación. Aquellas con asterisco a criterio del autor de esta tesis no deberían tomarse en cuenta al terminar su serie hace muchos años (Tabla de elaboración propia a partir de los datos obtenidos en el NOAA, 2007 B).

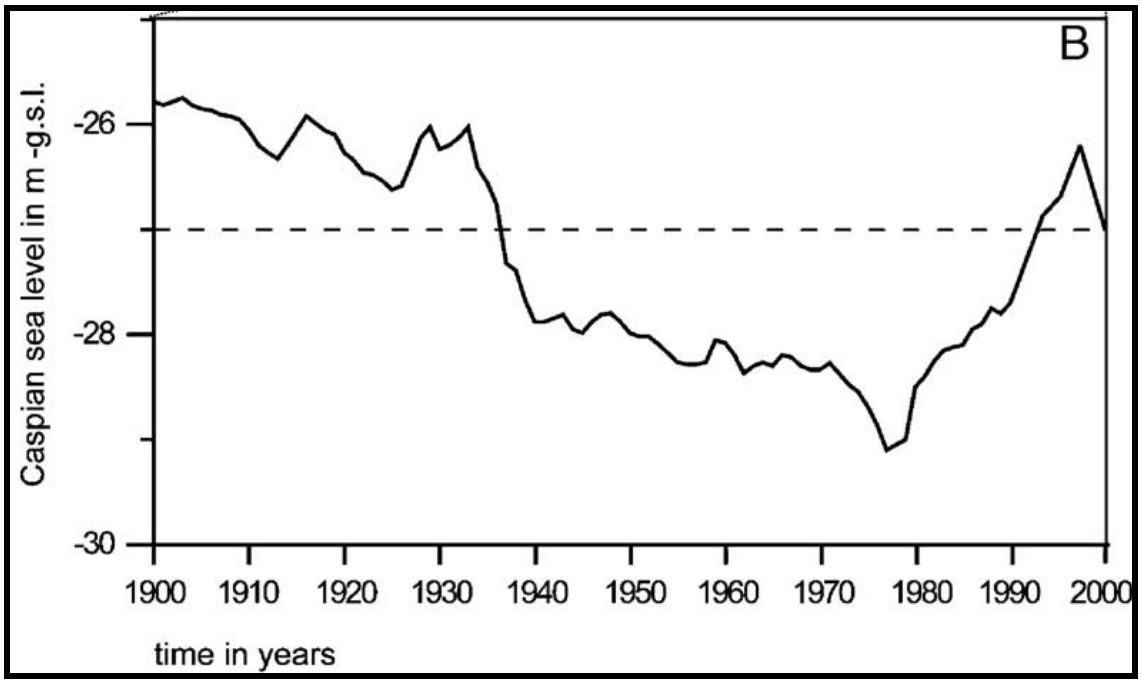


Fig. IX-22.- Evolución de la altura de la lámina de agua en el Mar Caspio durante el siglo pasado. Se puede apreciar el importante ascenso de los últimos 20 años (Extraído de HOOGENDOOR et al., 2005).

La Tabla IX-IV y las figuras IX-23 y IX-24 (gráficos sobre la situación de dichas estaciones y los valores marcados en las mismas), corresponden a los mareógrafos principales donde se incluyen las series más prolongadas del Planeta (muchas de ellas con datos desde el siglo XIX).

Fig. IX-23.- Estaciones principales del PSMSL y valores obtenidos en Europa. Cruces rojas: Estaciones del PSMSL con subida del NMM; Cruces azules: Otras estaciones que no pertenecen al PSMSL que registran un ascenso de la SNMM; Flechas amarillas: estaciones del PSMSL con descenso del NMM; Flechas azules: Otras estaciones que no pertenecen al PSMSL que marcan un descenso del NMM. (Elaboración propia a partir del Google Earth).

Sin embargo, hay algunos autores que opinan de forma crítica sobre estos valores obtenidos (EDWARDS, 2005 y VALIELA, 2006). Por un lado, se piensa que las estaciones existentes y de referencia no representan lo suficientemente las variaciones de todas las costas del mundo. Y, por otro, existen muchos aspectos locales que las singularizan y no las hacen comparables. Aún así, se puede apreciar en la mayoría de las estaciones analizadas un incremento de la altura del agua, tanto en el Pacífico, con una media superior a 1,5 mm/año (WYRTKI, 1990; Fig. IX-25), como en el Atlántico (Fig. IX-26) en las zonas alejadas de los procesos de reajustes positivos. Incluso, en buena parte de la costa inglesa constituye la principal tendencia (Fig. IX-27).

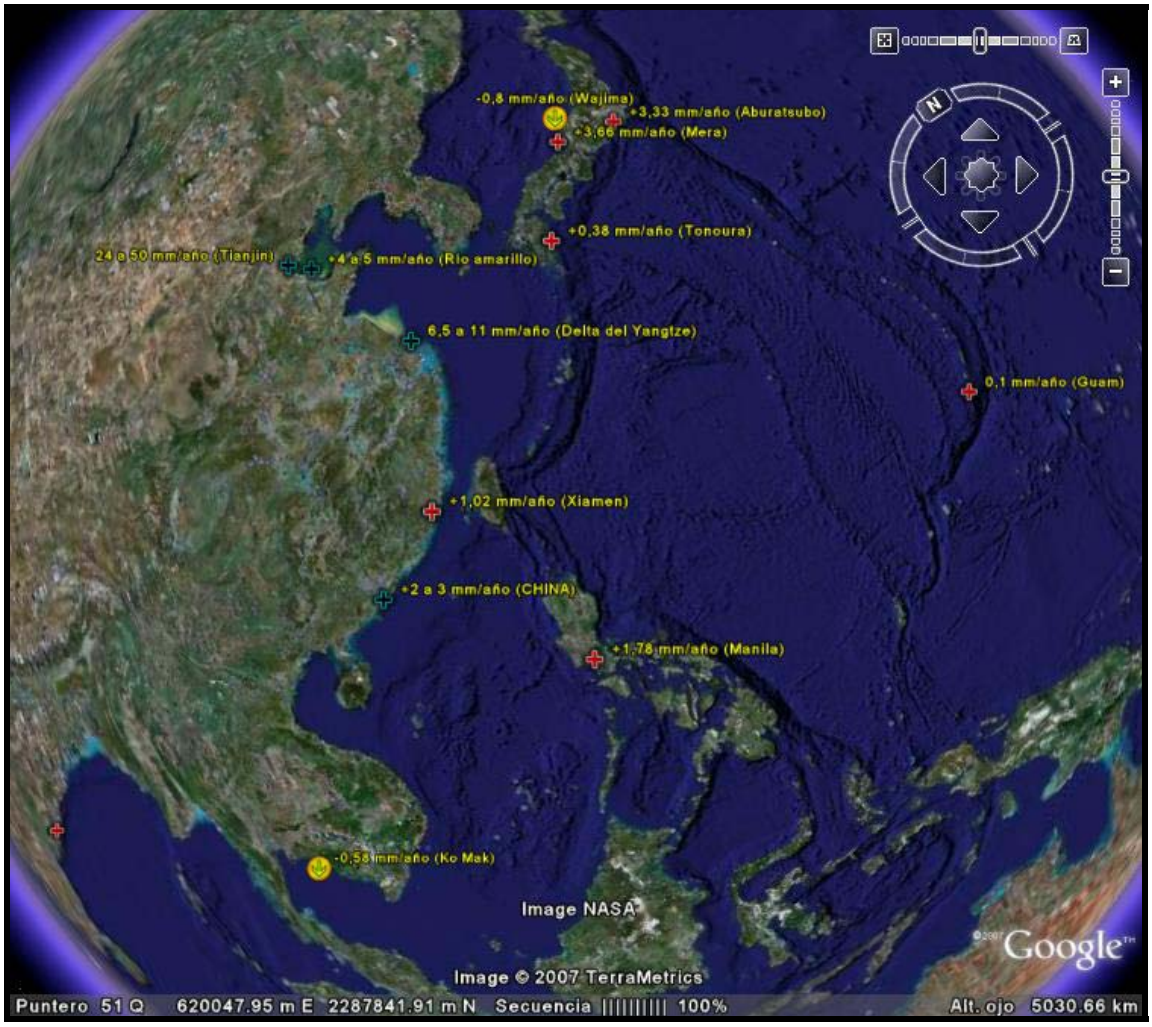


Fig. IX-24.- Estaciones principales del PSMSL y valores obtenidos en el Este Asiático. Cruces rojas: Estaciones del PSMSL con subida del NMM; Cruces azules: Otras estaciones con SNMM; Flechas amarillas: estaciones del PSMSL con descenso del NMM; Flechas azules: Otras estaciones con descenso del NMM. (Realizado a partir del Google Earth).

Hay que destacar, por otro lado, la existencia de algunas contradicciones con los datos obtenidos por algunos autores y los cedidos por el PSMSL. Esto, puede apreciarse en las Tablas IX-III y IX-IV, donde Pousa et al., (1998) aporta valores más elevados que los del PSMLS. En algunos casos, es posible que, a pesar de trabajar en los mismos puntos, la diferencia de años entre estos datos haya tenido importancia suficiente o bien, los métodos de homogeneización empleados hayan sido distintos.

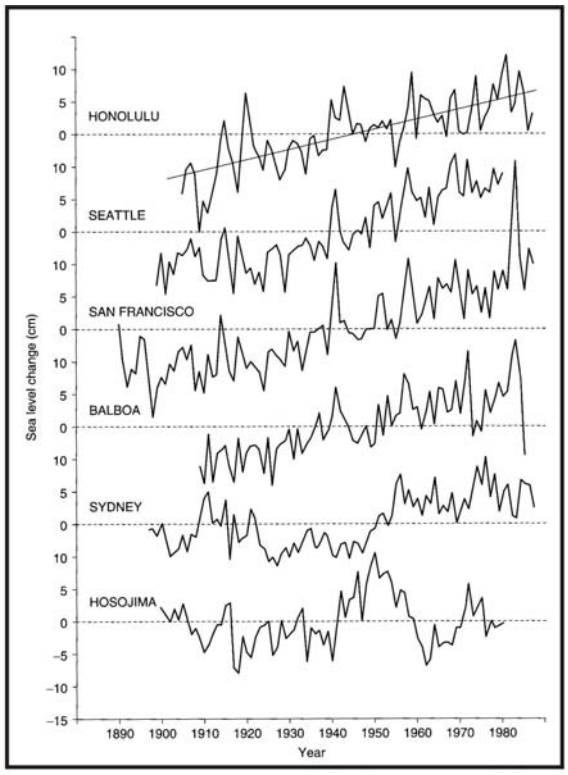


Fig. IX-25.- Curvas de las tendencias del nivel del mar en las principales estaciones del Pacífico (Según WYRTKI, 1990).

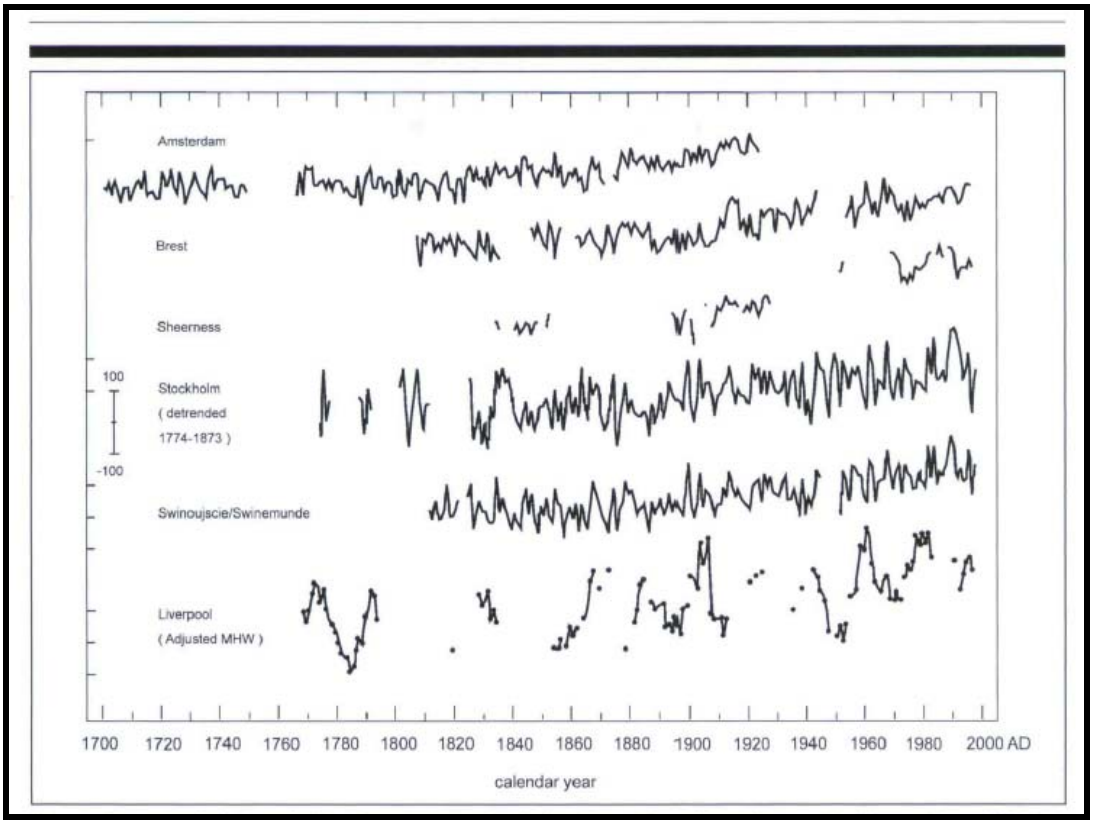


Fig. IX-26.- Curvas de la progresión del nivel del mar en los últimos 300 años en el Atlántico según las estaciones de referencia del IPCC (2001).

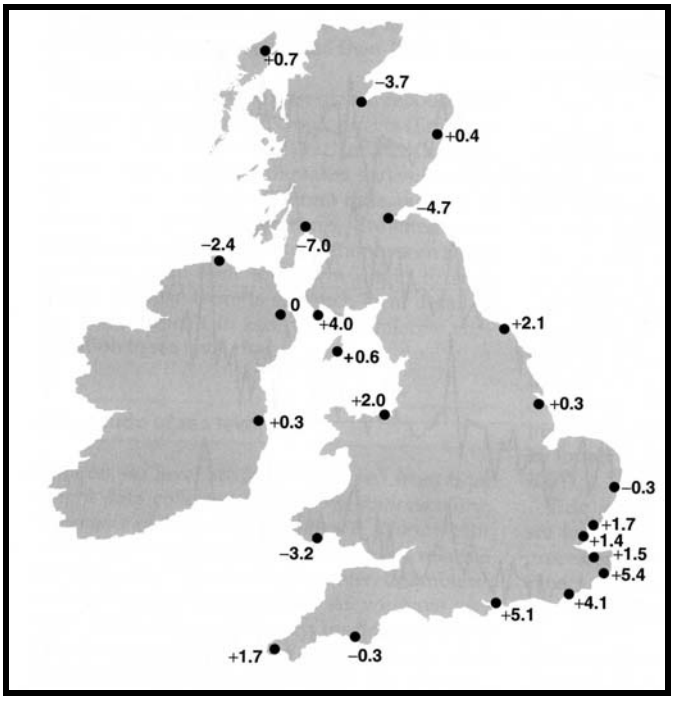


Fig. IX-27.- Tasas Medias del nivel del mar en la costa inglesa (Según Carter, 1988. en Valiela, 2006).

Todo ello supone un riesgo futurible que amenaza a una parte importante de las costas del mundo cuyo emplazamiento se encuentre por debajo del metro sobre el nivel del mar actual. Por ejemplo, se ha previsto (GORNITZ et al., 2002) que un área importante del territorio de Nueva York, en caso de no tomarse medidas, pudiera quedar bajo las aguas en los próximos 100 años lo que supondría un gran problema no sólo para la propia ciudad sino para el conjunto de los Estados Unidos al ser esta ciudad el principal centro económico del país (Fig. IX-28). En efecto, la mayoría de los mareógrafos de Estados Unidos con registros superiores a 50 años parecen mostrar medias superiores a los 2 mm/año (Tabla IX-III y Fig. IX-29).

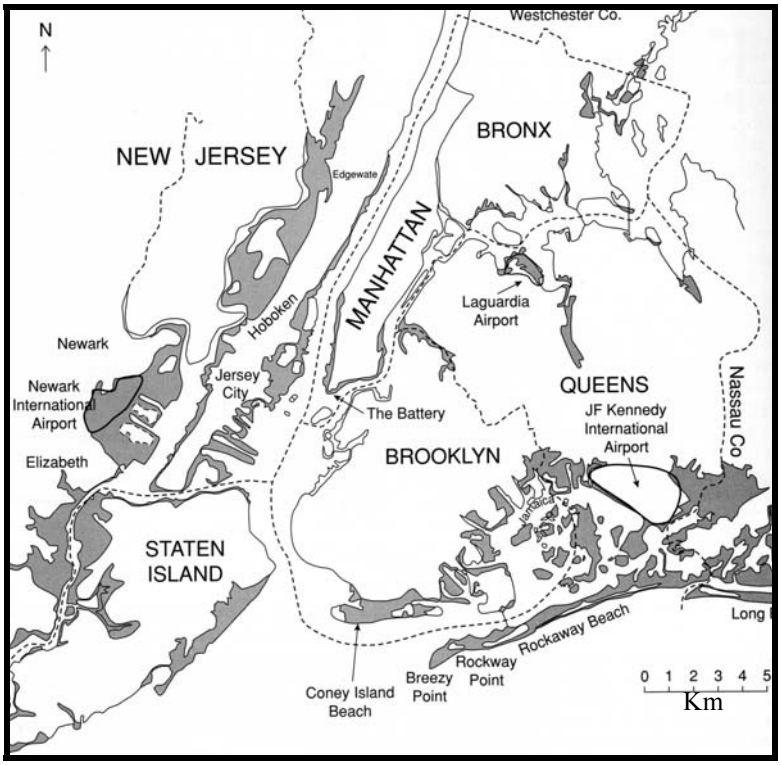


Fig. IX-28.- Principales zonas de riesgo del área metropolitana de Nueva York que pueden quedar bajo las aguas en los próximos 100 años (según GORNITZ et al., 2002).

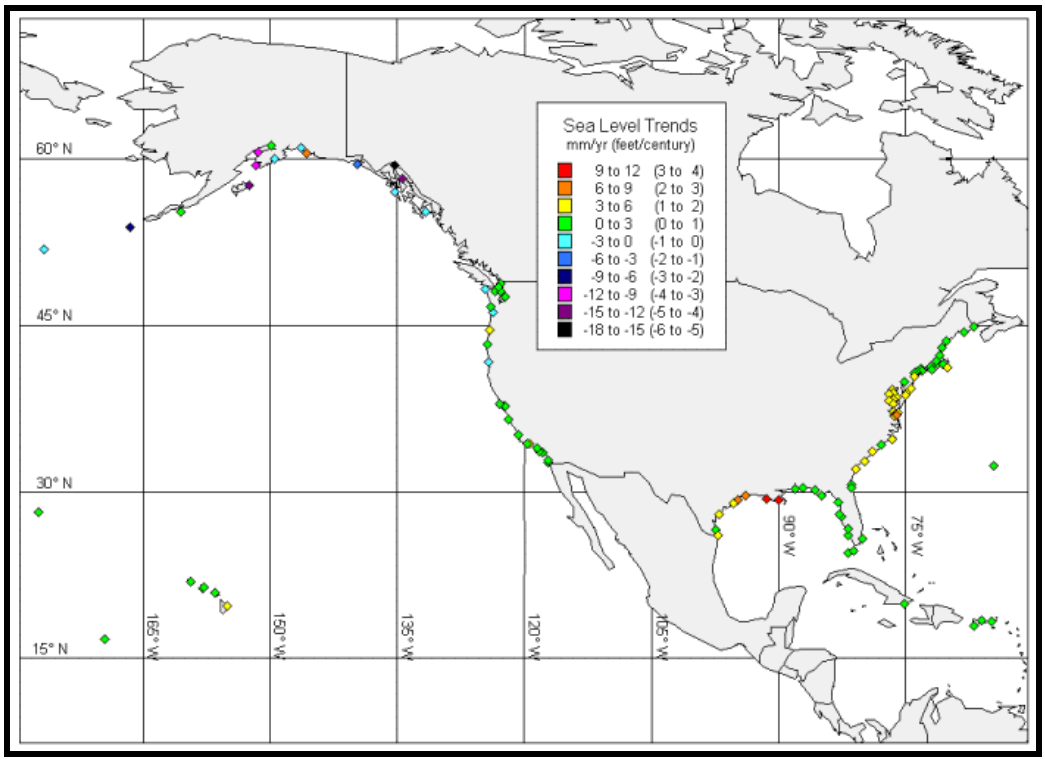


Fig. IX-29.- Tendencias del nivel medio del mar en la costa de Estados Unidos (Extraído del CO-OPS).

Una vez que se ha revisado lo que sucede en la mayoría de los litorales, llega el momento de situar esta tendencia en el sistema dunar de Liencres.

9.3.- SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR EN EL CANTÁBRICO: POSIBLES CONSECUENCIAS EN EL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES Y EN EL ESTUARIO DEL RÍO PAS:

Para empezar este apartado, nos remitiremos al texto de la OECC (2007) que aborda las consecuencias posibles de una elevación del nivel del mar a partir de las estimaciones que se han realizado para el futuro:

"En el caso de una subida generalizada del nivel medio del mar (NMM) mar, las zonas más vulnerables serán los deltas y playas confinadas o rigidizadas. La parte del litoral español formada por acantilados de rocas resistentes no presentará problemas especiales. Sin embargo hay un peligro potencial de estabilidad de las costas formadas por acantilados constituidos por materiales incoherentes (no muy significativo). Considerando el escenario de 0.50 m de máximo ascenso posible del NMM, en el Cantábrico oriental podría suponer la desaparición del 40% de las playas siempre y cuando no tenga lugar un aumento de la alimentación de arena (natural o artificial) a esas playas. Un ascenso relativo del NMM de 0.50 m sin respuesta sedimentaria asociada supondría la desaparición de alrededor del 50% del delta del Ebro. No obstante estimaciones más precisas sobre la previsible evolución de este tipo de sistemas litorales deberían tener en cuenta las variaciones en la altura e intensidad del oleaje y de la marea meteorológica".

Por lo tanto, se prevé un riesgo potencial de la desaparición de muchas playas si no se toman medidas correctoras a tiempo y, sólo, para un escenario de un ascenso de 50 cm. Por lo tanto, si nos situamos en la peor previsión posible (1 metro), el número de playas a extinguir puede incrementarse de forma notable. El informe continua:

"En las costas bajas (deltas humedales costeros y zonas de uso agrario o construidas en el entorno de estuarios o en llanuras aluviales costeras), ese escenario de ascenso del NMM podría implicar una inundación de las mismas. En el Cantábrico oriental podría suponer la inundación de parte de las zonas bajas estimada en 23.5 km^2. En el Mediterráneo y Baleares y suponiendo un máximo de 0.50 m, las zonas más amenazadas aparte de los deltas ya mencionados (Ebro y Llobregat) son la Manga del Mar Menor, las lagunas de Cabo de Gata y en el Golfo de Cádiz alrededor de 10 km de la costa de Doñana y unos 100 km^2 de marismas. Parte de esas zonas están ocupadas por edificios o infraestructuras pero muchas de ellas tienen uso agrícola o parque natural y podrían permitir la formación de nuevos humedales que compensarían por desplazamiento la previsible pérdida de los que sean anegados. Hay que señalar que adicionalmente a los impactos potenciales derivados del cambio climático otros factores de origen antrópico tales como el aporte de sedimentos por los ríos y las obras costeras son también cuantitativamente muy influyentes en la estabilidad del litoral a

corto plazo. Un hecho importante a destacar es la elaboración de un proyecto de investigación, promovido por el Ministerio de Medio Ambiente, sobre impactos en la costa española por efecto del cambio climático. En este proyecto se estudian los cambios en la dinámica costera española, los efectos y una serie de potenciales opciones de respuesta y adaptación. Los resultados de este proyecto se encuentran actualmente en fase de análisis y van a proporcionar una importante base para el desarrollo de las líneas de actuación que se indican a continuación".

En el apartado anterior se localizaron y aportaron los valores de las variaciones marinas con las que se están realizando los seguimientos pero, ¿Cuál es la tendencia en las aguas peninsulares? A esta pregunta se intentará responder a continuación.

9.3.1.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.

En España, existe aún muy poca información pública sobre las variaciones y respuestas que tienen año tras año las aguas que lo bordean. Uno de los primeros en aportar datos fue Pardo Pascual (1989) tras su estudio de los datos de los mareógrafos existentes en el Mar Mediterráneo. A partir de ellos advirtió un incremento paulatino del NMM diferenciando por un lado, el sector comprendido entre Alicante y las costas francesas con tasas próximas a 1,02 mm/año de ascenso y, por otro, el segmento litoral existente entre Alicante y Gibraltar con tasas de elevación de 0,8 mm/año. Eso sí, sin que se pudiera determinar una causa que no fuera fundamentalmente tectónica en el origen de estas variaciones. Más recientemente, Ayala-Carcedo (2004), señalaba a partir de los datos obtenidos del mareógrafo del Alicante, un importante incremento en el NMM en la década de los noventa en casi tres veces más de lo sucedido en el decenio anterior. Es decir, pasó de tener una tendencia de 1,345 mm/año a 3,875 mm/año, muy por encima de los 1,5 mm/año de media mundial (Fig. IX-30).

En la Península, no existen muchos mareógrafos con series de datos lo suficientemente largas. Destacan especialmente los registrados en los Puertos de Santander, La Coruña y Tenerife. Los primeros desde la segunda mitad del siglo pasado y el último desde el año 1927. Sin embargo, hay que reconocer que han sufrido variaciones y distintos problemas que han producido interrupciones en las series temporales en sus registros históricos[3]: cambios en su emplazamiento o anomalías derivadas, en algunos casos a la formación de bancos de arena bajo el mareógrafo.

[3] Comunicación personal de María Jesús García, responsable de los mareógrafos del Instituto Oceanográfico Español.

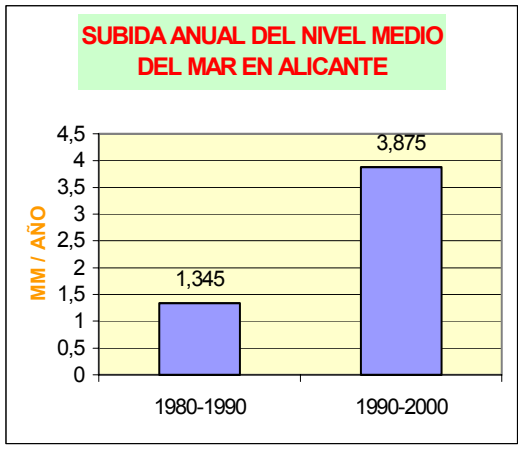


Fig. IX-30.- Variaciones del NMM en Alicante entre el año 1980 y el año 2000 (según Ayala-Carcedo, 2004).

Actualmente, el numero de estaciones de medida en la costa española se ha incrementado considerablemente y, sobre todo, desde inicios de los años noventa, contándose ya con series que acaban de superar los 10 años. Sin embargo, a pesar de la moderada amplitud de sus registros, pueden servir para realizar una primera valoración. Estas estaciones que tendremos de referencia pertenecen a la denominada REDMAR y cubren el período que abarca entre 1993 y 2005. Son: Para el Atlántico Bilbao (Est. 3110), Santander (Est. 3112), Gijón (Est.3113), La Coruña (Est. 3216) y Bonanza-Cádiz (3332) y para el Mediterráneo Barcelona (Est. 3754), Málaga (Est. 3542) y Valencia (Est. 3652). A excepción del mareógrafo de Santander y Bilbao, todos tienen alguna discontinuidad en sus registros. Además, los datos obtenidos no se encuentran filtrados y están por homogeneizarse. No obstante, hay que destacar que los datos ofrecidos por PSMSL se encuentran en iguales circunstancias y aún así, como veremos a continuación, se pueden apreciar tendencias.

Si nos centramos en las gráficas (Figs. IX-31 y IX-32), se pueden observar tanto para el Mediterráneo como para el Cantábrico, una tendencia al alza en las curvas resultantes. Incluso, los valores mínimos (los "picos bajos") parecen ser cada vez más altos. Yuxtaponiendo las estaciones del Cantábrico (Fig. IX-33), se puede advertir que si bien los valores son distintos, las oscilaciones entre las estaciones son muy similares. Sin embargo, si nos referimos a los resultados numéricos obtenidos en el cálculo de las tasas medias de las variaciones marinas, hay grandes diferencias y por lo tanto, ponen

de relevancia la importancia de los factores locales y de las características que rodean a cada estación de medición (Tabla IX-V).

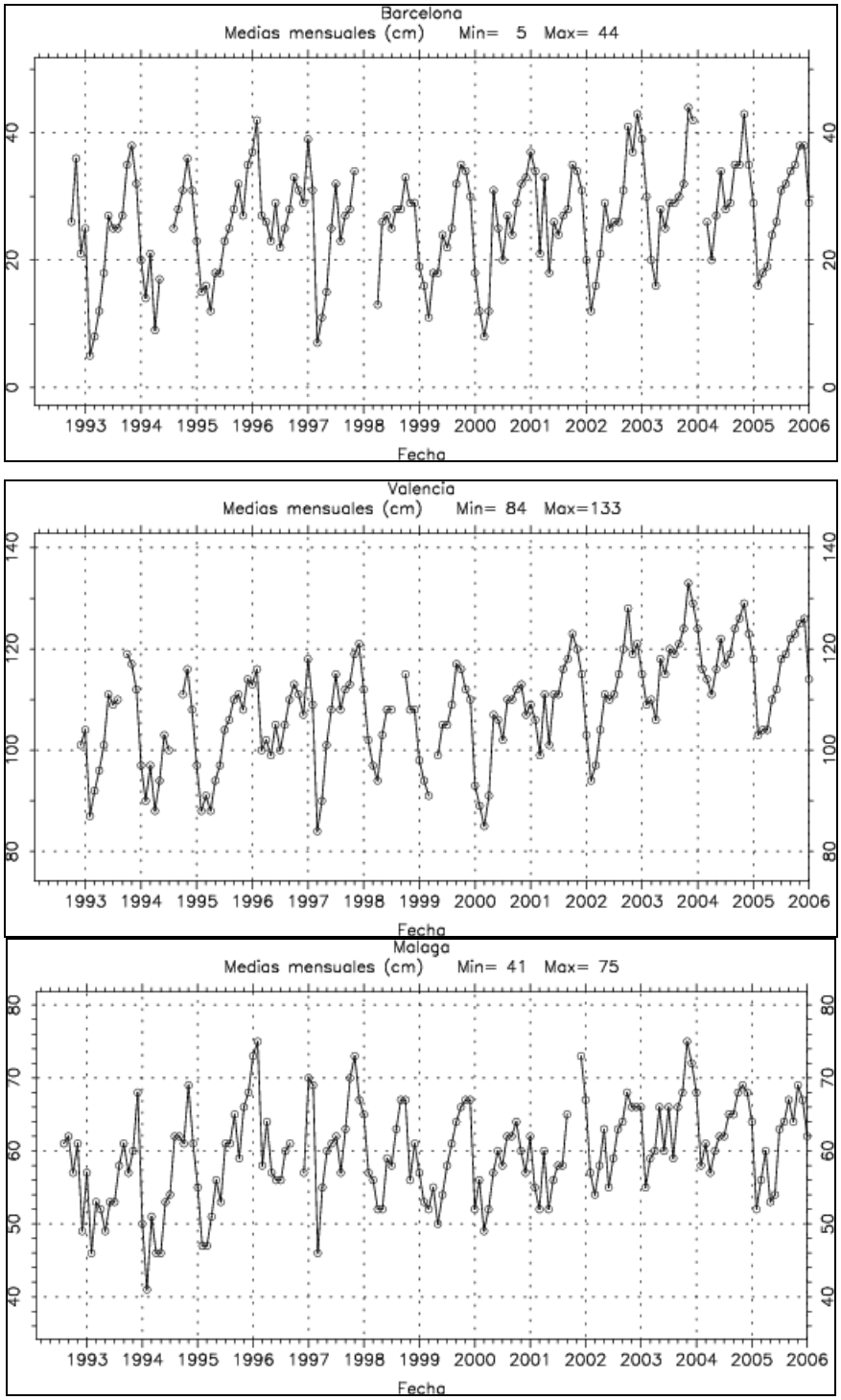


Fig. IX-31.- Curvas de las oscilaciones marinas en las estaciones del Mar Mediterráneo de Barcelona, Valencia y Málaga. (Obtenido de Puertos del Estado, 2007).

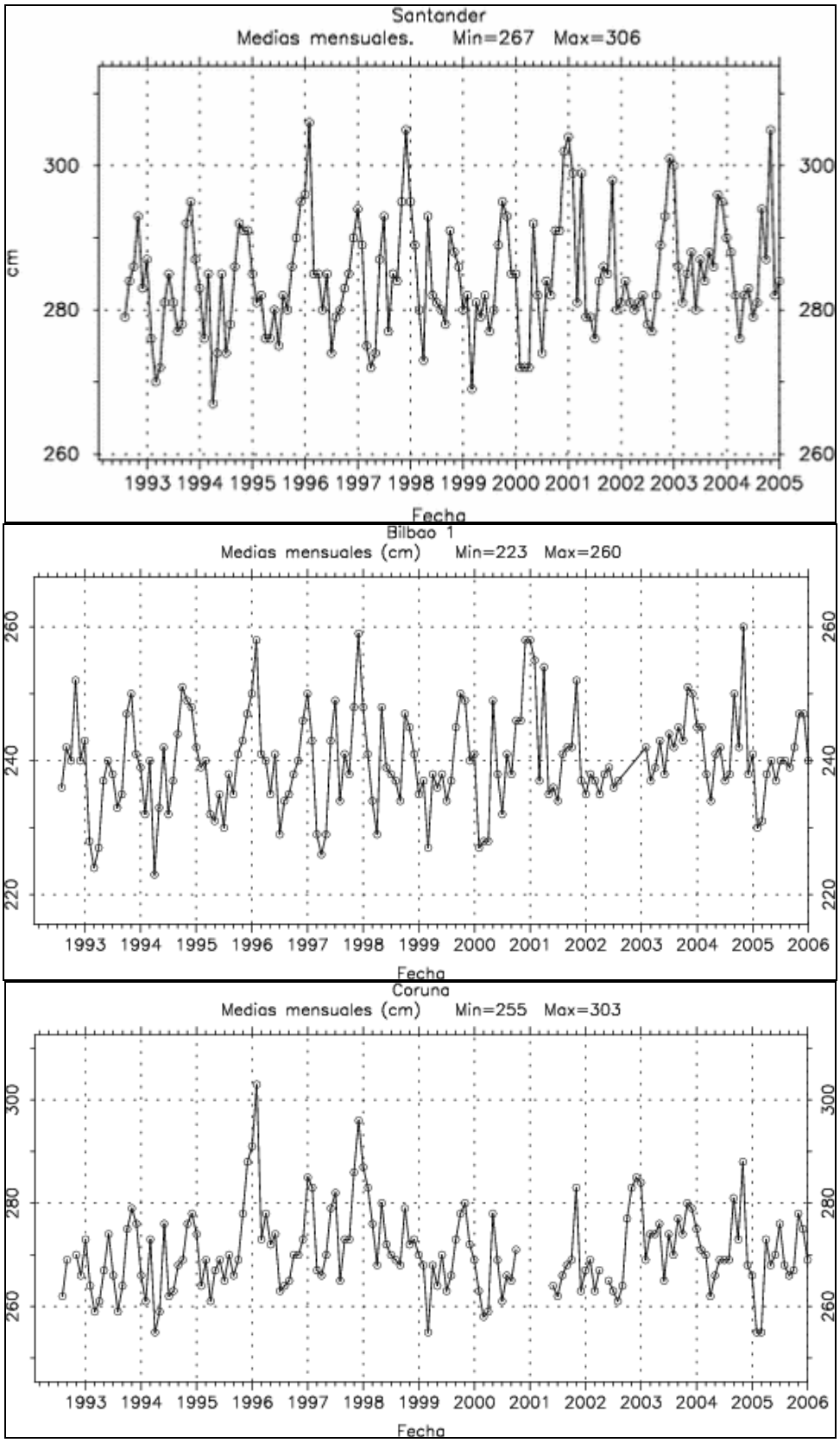


Fig. IX-32.- Curvas de las oscilaciones marinas (1993-2006) en tres estaciones de la costa Atlántica: Santander, Bilbao y La Coruña (Obtenido de Puertos del Estado, 2007).

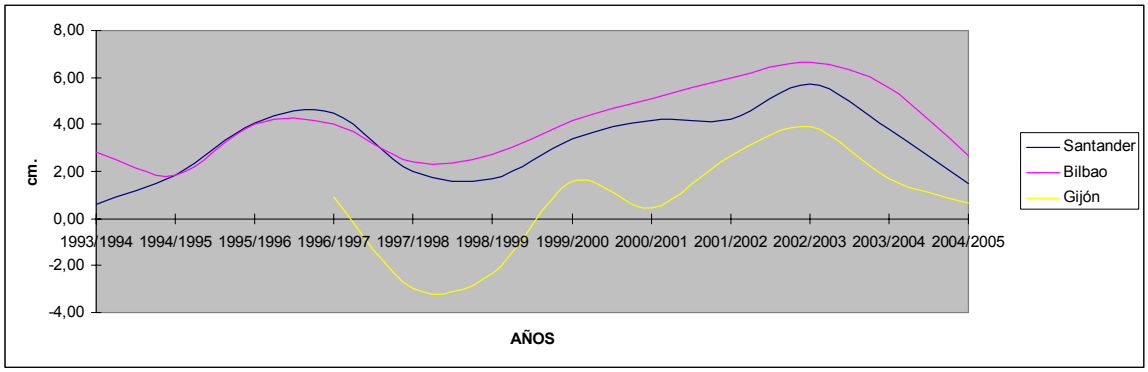


Fig. IX-33.- Comparativa de las diferencias anuales acumuladas del nivel medio del mar en los mareógrafos del Cantábrico entre los años 1993 y 2005. Elaboración propia a partir de los datos obtenidos de Puertos del Estado (2007).

Así pues, las tasas medias obtenidas oscilan en un baremo bastante amplio: desde los 0,08 mm/año de ascenso del NMM en Gijón (aunque con una serie más corta y llena de lagunas), hasta los 8,636 mm/año de incremento registrados por la estación de Valencia.

LOCALIZACIÓN	TASA MEDIA TOTAL (mm/año)
BARCELONA	4,72
VALENCIA	8,6363
MÁLAGA	0,4925
CÁDIZ	4,42
CORUÑA	0,69
GIJÓN	0,08
BILBAO	2,22
SANTANDER	1,25

TABLA IX-V.- Tasas medias del NMM obtenidas a partir de la base de datos de Puertos del Estado. (En negro estaciones con series completas. En rojo estaciones que presentan carencias de datos en algunos meses). Elaboración propia.

Los datos de mayor fiabilidad lo presentan las estaciones de Santander y Bilbao ya que no tienen lagunas relevantes en sus registros y, aún así, aunque se encuentran próximas, presentan diferencias de casi 1 mm/año. Por lo tanto, lo único que se puede concluir es que, en efecto, en la costa española hay una tendencia al incremento en el NMM y, sobre todo desde los años noventa. Sin embargo, su cuantificación rigurosa es realmente difícil como ya pudo comprobar, a finales de los ochenta, Pardo Pascual (1989).

Por otro lado, en la Tabla IX-VI se han incorporado las tendencias de subida o bajada (variaciones) del NMM detectadas por las estaciones más importantes de la costa española. Su análisis ha resultado de gran interés.

ATLÁNTICO			MEDITERRÁNEO			coincidencia
SANTANDER	BILBAO	CORUÑA	MÁLAGA	VALENCIA	BARCELONA	
1993/1994	1993/1994	1993/1994	1993/1994	1993/1994		
1994/1995	1994/1995	1994/1995	1994/1995	1994/1995	1994/1995	
1995/1996	1995/1996	1995/1996		1995/1996	1995/1996	SÍ
1996/1997	1996/1997	1996/1997		1996/1997		SÍ
1997/1998	1997/1998	1997/1998	1997/1998			SÍ
1998/1999	1998/1999	1998/1999	1998/1999		1998/1999	
1999/2000	1999/2000		1999/2000		1999/2000	
2000/2001	2000/2001			2000/2001	2000/2001	SÍ
2001/2002	2001/2002			2001/2002	2001/2002	SÍ
2002/2003	2002/2003	2002/2003	2002/2003	2002/2003		SÍ
2003/2004	2003/2004	2003/2004	2003/2004	2003/2004		
2004/2005	2004/2005	2004/2005	2004/2005	2004/2005	2004/2005	SÍ
Descenso del NMM		Incremento del NMM		Año sin variaciones		
Descensos Máximos		Incrementos máximos		Años incompletos		

TABLA IX-VI.- Comparativa de tendencias en las variaciones marinas detectadas por las principales estaciones mareográficas de España para el periodo 1993-2005. Elaboración propia a partir de los datos obtenidos de Puertos del Estado (2007).

El primer elemento a tener en cuenta y, que igualmente se puede observar en las curvas presentadas con anterioridad, es un incremento continuado del NMM hasta el año 1998, momento en el que no sólo se interrumpe sino que se inicia un descenso muy importante en casi todo el litoral español. En el estudio de las curvas y de las variables obtenidas, se puede apreciar que el punto álgido de este ascenso marino tuvo lugar, sobre todo, entre los años 1995-1996[4] donde algunas estaciones conocieron registros de hasta 6 cm en tan sólo un año (caso de Bonanza-Cádiz). A su vez, entre el año 1998, el descenso equilibró esta tendencia con bajadas del NMM que oscilaron entre los 3 y los 4 cm de media hasta el año 1999 que sufrió igualmente tendencia a la baja pero en menor medida. Una vez más, a partir del año 1999 se reinició un nuevo ciclo de incremento del nivel del mar hasta el período 2003-2005, momento en el cual se produjo un nuevo bloqueo con tendencia al descenso, hecho visible en prácticamente todos los mareógrafos españoles. A partir de entonces, puertos del Estado aún no ha dejado disponible las nuevas variables a excepción de algunas curvas de NMM que se

[4] Obsérvese que coincide con el año de la rotura del puntal de Liencres.

han representado con anterioridad (Figs. IX-31 y IX-32) y que muestran una nueva subida a partir del año 2005.

9.3.2.- LOS REGISTROS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN CANTABRIA:

Uno de los objetos de esta Tesis, era estimar cúal sería la respuesta de las dunas de Liencres ante la subida del NMM. Incluso, no se puede descartar la incidencia de este proceso en la rotura y desmantelamiento del complejo eólico. Por un lado, la única información sobre los cambios del NMM en Cantabria, es la proporcionada por el mareógrafo de Santander. Dicho mareógrafo lleva en funcionamiento continuado desde principios de los años setenta. Parece ser que, en el período de 1972-1989, la media de ascenso registrada por este mareógrafo fue aproximadamente de unos 4,5 mm al año (GÓMEZ, 1994) y, que como hemos visto con anterioridad, parece haberse situado en la actualidad con una media de 1,25 mm/año. Por lo tanto, la media de los últimos 30 años se encuentra en 2,875 mm/año aproximadamente. Aún así, esta cifra se encuentra por encima de la media registrada en otras partes de Europa. De todas formas, los registros de los mareógrafos tienen su propia problemática. Por ejemplo, el caso del emplazado en Santander se localiza en una bahía dónde diferentes factores como son los procesos de sedimentación, dragados portuarios, etc. pueden distorsionar la realidad. Además, el carácter confinado de este entrante marino no tiene por qué reflejar lo que sucede en mar abierto. En la Fig. IX-34 se exponen los registros del nivel medio del mar en Santander para el período 1972-1999.

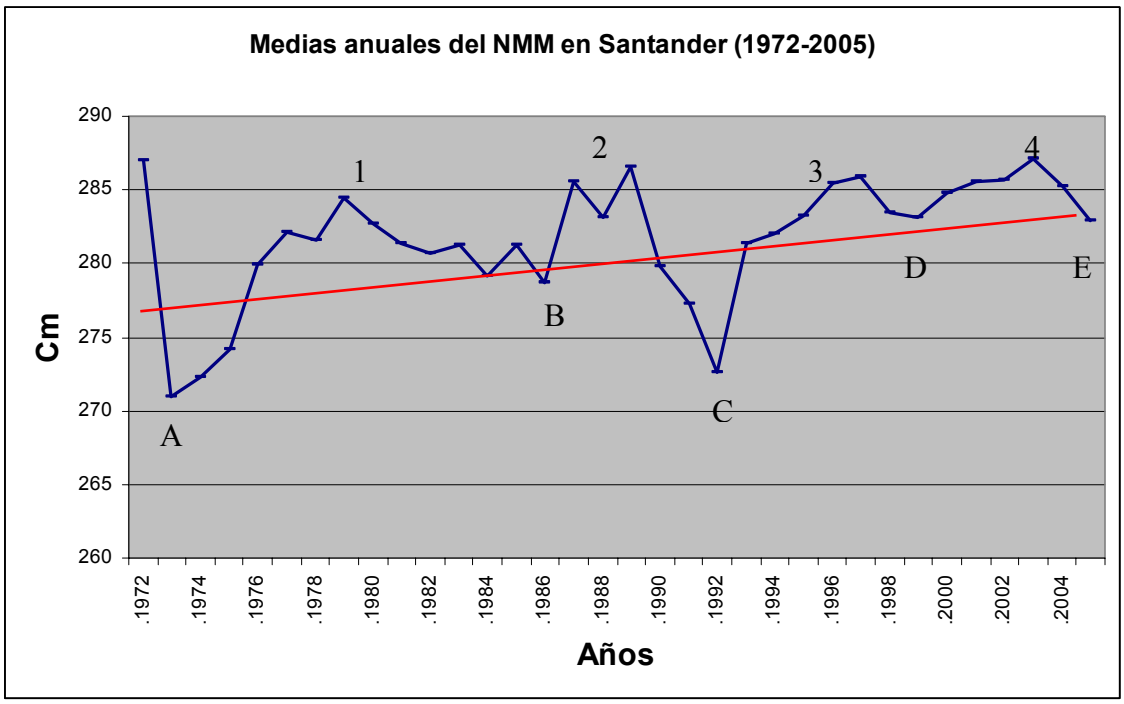


Fig. IX-34.- En azul las variaciones del NMM. La línea en color rojo representa la recta de regresión. En letras: años "pico" de máximos descensos del NMM; en número: fases "pico" de ascenso del NMM en Santander. Elaboración propia a partir de los datos cedidos por Puertos del Estado.

De la figura se puede extraer lo siguiente:

- El NMM oscila de un año para otro, conformando "dientes de sierra". De estos cambios parece existir cinco períodos en los que el NMM baja de forma considerable: dos realmente espectaculares, al principio de los setenta con más de 16 cm de caída entre 1972 y 1973 (A en Fig. IX-34); al inicio de la década de los noventa (C en Fig. IX-34), llegando a disminuir de un año para otro cerca de 15 cm; y, finalmente, tres de menor importancia: las vinculadas (D en Fig. IX-34), a las caídas generalizadas de los años 1998 y 2004-2005 (E en Fig. IX-34), y, con anterioridad, un descenso lento pero bastante continuado entre el año 1979 y 1986 (B en Fig. IX-34).
- Los máximos, por su parte, se encuentran entre las dos décadas que separan los mínimos de los años setenta y noventa (1 y 2 en Fig. IX-34), recuperándose lo descendido en el año 1973, prácticamente en el año 1979. Tras la bajada del NMM entorno al año 1992, se reinicia otra fase de ascensión relativamente continua hasta el año 2003 (3 y 4 en Fig. IX-34), llegando a registrarse el techo

máximo del mareógrafo por encima de 287 cm y, culminando así, una incipiente crecida de 15 cm entre los años 1993 y 2003.

- Del registro de 34 años, hay que destacar que, además, los "picos" o "umbrales" de descenso del NMM se sitúan cada vez en cotas más altas.
- Este importante incremento del NMM, coincide con el período en que el sistema dunar de Liencres sufre la "rotura" (1995). Por lo tanto, es posible, que el ascenso del NMM unido a otros factores ya comentados, como pueda ser el aumento de la intensidad y la altura media del oleaje en este mismo período, contribuyera a un efecto que denominaremos de "stress" en la playa y en el campo dunar para que, posteriormente con el resto de factores, se rompiera el cordón dunar.

¿Pero este resultado de las oscilaciones marinas en Santander, se debe a variaciones más globales que vienen generadas por el Atlántico o sólo son locales?

Hay varios elementos que nos hace pensar que al menos las grandes variaciones si tienen un origen mucho más generalizado. El primero, es que caídas o subidas en pocos años de 15 cm no responden, evidentemente, a factores estructurales de naturaleza tectónica. El segundo se puede apreciar en las Figs. IX-32 y IX-33, donde dos mareógrafos emplazados en el Mar Cantábrico y separados por centenares de kilómetros registran iguales tendencias. La tercera, es apreciable en la revisión de las gráficas resultantes de diversos mareógrafos del mundo (PSMSL), donde se advierten tendencias muy similares con las mismas fases antes detalladas para Santander:

Y, posiblemente, la cuarta y última explicación se encuentre relacionada con el comportamiento de la NAO (*North Atlantic Oscillation*). En efecto, recientemente Rodríguez-Puebla y Brunet (2007) relacionaban un cambio de comportamiento del anticiclón de las Azores con variaciones de la NAO. Pero además, Papadopoulus et al., (2006) han establecido una correlación entre las oscilaciones del NMM y el funcionamiento de esta dinámica en el que existen pequeños desfases temporales. En la Fig. IX-35, hemos intentado añadir las incidencias más singulares del mareógrafo de Santander de forma simultánea a las oscilaciones de la NAO realizadas por Papadopoulus. Si bien, existen algunas diferencias (círculos amarillos), para el período del que tenemos registros en Santander desde el año 1972, hay que señalar una

importante sincronía con un leve desfase temporal de algunos de los eventos extremos (círculos azules y rojos). De todas formas, hay que reconocer que no es más que una mera especulación y haría falta un estudio más riguroso de correlación entre el Cantábrico y la NAO.

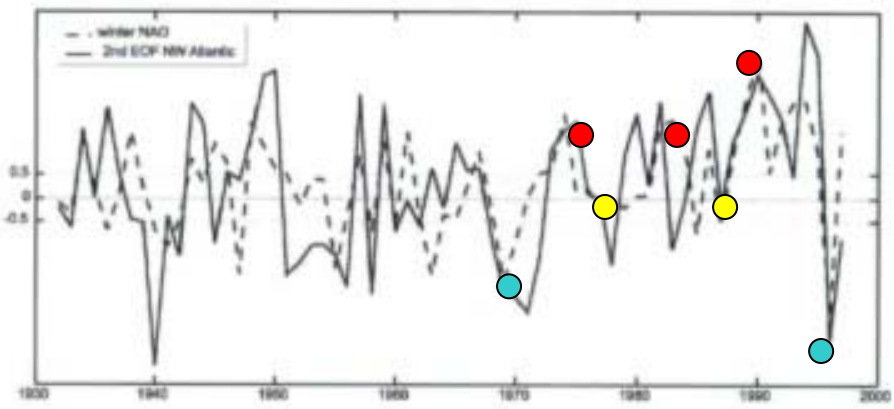


Fig. IX-35.- Relación de la NAO (*North Atlantic Oscillation*) en el período invernal con algunos mareógrafos del NW del Atlántico para el período 1930-1999 (Extraído de Papadopoulus et al., 2006). En círculo rojo: sincronía entre las oscilaciones de la NAO con las subidas del NMM en Santander. En círculo azul: sincronía entre las oscilaciones de la NAO y las bajadas del NMM en Santander. En círculo amarillo: desfase entre la NAO y el NMM en Santander.

Evidentemente, sería deseable contar con un registro mayor de años para poder determinar la relevancia de este factor de "stress". Sobre todo si se tienen evidencias y testimonios de otras roturas similares acontecidas en los años cincuenta y setenta. Para ello se ha recurrido al mareógrafo de La Coruña con datos que abarcan desde 1943. Si bien, se advierte que los registros respecto a la altura parecen distintos (el mareógrafo de Santander suministra valores casi siempre por encima que los de La Coruña), al menos parecen coincidir en las tendencias oscilatorias salvo a principio de los años setenta (Fig. IX-33 y IX-36).

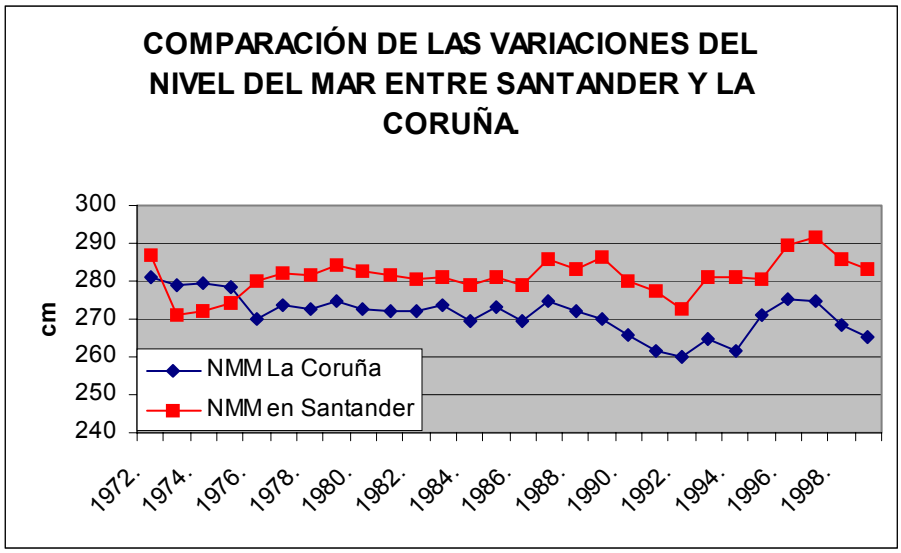


Fig. IX-36.- Comparación de las variaciones del NMM entre Santander y La Coruña desde 1972 al año 2000.

Conocemos en principio 3 roturas del denominado "Puntal" de Liencres: una en los años cincuenta (según la fotografía aérea y comunicación personal de algunos habitantes de la zona), otra en 1970 (A.A.V.V., 1995) y la última, en 1995. Por lo tanto, parece repetirse que cada 20-25 años se produce un evento de esta naturaleza.

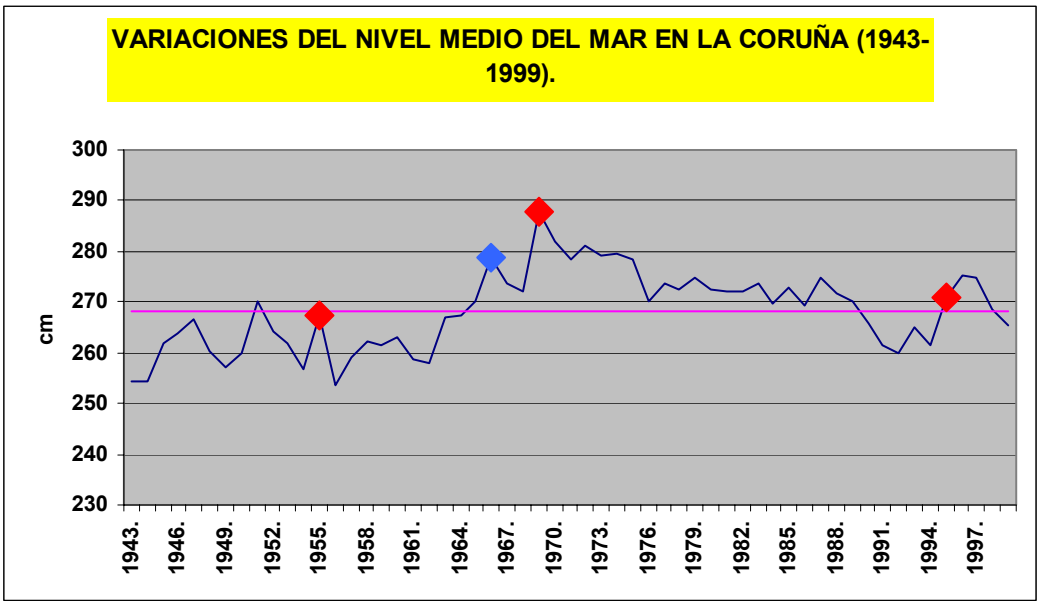


Fig. IX-37.- Los rombos rojos corresponden a los años en los que el "Puntal" fue sometido a fuerte degradación. El rombo azul se muestra un año en el que el nivel del mar subió bastante pero no hay constancia de rotura.

En la Figura IX-37 se muestran por un lado, los registros del Puerto de La Coruña (1943-1999) y por otro, y con rombos rojos los años en que el "Puntal" sufrió fuertes degradaciones o "roturas. Tal como se suponía, todos ellos corresponden a un período en el que el NMM se incrementó en poco tiempo. Sólo hay un caso, (1967) que se ha marcado en azul, en el que no hubo fenómenos de "rotura" y el NMM era alto.

En definitiva, por un lado la recta de regresión marca una tendencia del NMM en Santander con un incipiente ascenso aunque con interrupciones temporales. También, parece haber una coincidencia entre los momentos en que se producen las "roturas" del "Puntal" de Liencres y los ascensos del NMM en un espacio de tiempo de pocos años fruto de lo que se podría denominar "*estrés de playa*".

9.3.3.- FUTURIBLE DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES ANTE EL ASCENSO DEL NMM:

Una vez constatado que existe un incremento del NMM, queda evaluar los efectos de esta tendencia. Se han realizado múltiples estudios para establecer cálculos y modelos que pueden facilitar una predicción. Hay algunos que estipulan los retrocesos de las playas según la granulometría de la arena (ACINAS y BABIO, 2001). Sin embargo, el modelo más utilizado es el de Bruun (PASKOFF, 1994; LECHUGA, 2000;, etc.). Bruun, en 1962 propuso una fórmula que establece una relación directa entre el ascenso del nivel del mar y el retranqueo pertinente que aquel podría producir sobre las playas en función de su pendiente media respecto de la zona activa de la playa. En definitiva, la relación final que obtenía fijaba un retroceso de 1 m, aproximadamente, por cada milímetro de ascenso del NMM aproximadamente. Desde entonces, muchos gestores costeros e investigadores han utilizado esta sencilla fórmula de modo casi indiscriminado aplicándose en 26 países y en todos los continentes (PILKEY y COOPER, 2004b). Actualmente, es un método muy criticado por distintos científicos (LIST et al., 1997; DAY, 2004; PILKEY y COOPER, 2004a y 2004b; COWELL et al., 2006); pero, hay que señalar, que este autor ya lo apuntó en el año 1983 (BRUUN, 1983) alertando de su simplicidad y limitaciones respecto algunas playas.

Las críticas a este modelo de predicción se pueden resumir en las siguientes afirmaciones:

1.) Criticada personalmente: se trata de un modelo que sólo sirve para playas sin transito longitudinal, cerrado y, además, es un modelo que no es tridimensional (BRUUN, 1983; DAY, 2004).
2.) No tiene en cuenta los efectos que tienen sobre las costas fenómenos de alta eficacia erosiva como "El Niño" (ALLAN y KOMAR, 2006).
3.) Utiliza pocas variables y no contempla otros sustratos que no sean arenosos: arcillas, costas con materiales morrénicos, etc. (PILKEY y COOPER, 2004b).
4.) Finalmente, en muchas zonas donde se ha aplicado, y con condiciones similares a las exigidas para aplicar la fórmula, ésta, ha dado valores erróneos. Por ejemplo, en South Nags Head se dan retrocesos mayores (PILKEY y COOPER, 2004b) o, como el caso de Mountauk Point, mucho menores (DAY, 2004).

Quizás se podrían añadir otros defectos más, como el de no disponer de una variable que incluya los reajustes tectónicos en aquellos puntos donde esos procesos se manifiestan con cierta importancia, como acontece en las costas nórdicas.

De todos modos, todavía, nadie ha propuesto hasta el momento una fórmula que realmente sirva y no sea de uso exclusivamente local. Afortunadamente, en algunas ocasiones, esta expresión parece ser eficaz como ocurre en algunas playas de la costa atlántica francesa (LORÍN et al., 1987; PASKOFF, 1993).

Asumiendo desde el principio las limitaciones y dificultades que supone realizar un modelo de predicción para Liencres, propongo para esta Tesis un modelo combinado del uso de la fórmula de Bruun con la media de las tasas de erosión obtenidos en los últimos siete años y comentadas en un capítulo anterior. Hay que admitir que, en los seguimientos realizados a partir de la fotografía aérea y diversa cartografía, en la zona propiamente de playa apenas se han vislumbrado cambios relevantes en los últimos 12 años. Sin embargo, se ha advertido que el "Puntal" de Liencres sufre un retroceso importante y cómo la arena perdida se incorpora a la playa año tras año, posiblemente, atenuando los efectos erosivos del oleaje y reforzando la línea de playa (ver capítulo

VII). Es previsible que, en un momento determinado, de persistir esta dinámica la desaparición futura del "Puntal" sea un hecho y, por lo tanto, su capacidad de amortiguamiento de la erosión en primera línea de playa se minimice. Por ello, y ante la imposibilidad de contar con un modelo fiable, se aplicará la Regla de Bruun para este tramo de playa.

A diferencia de este sector septentrional abierto al mar, el tramo correspondiente al "Puntal" y las playas estuarinas meridionales, bañadas por la Ría de Mogro tendrán un modelo evolutivo distinto. Consecuentemente, a partir de las tasas medias obtenidas en el capítulo dedicado a la evaluación del sistema dunar de Liencres (CAP. VII y Fig. IX-38) se extrapolará a 100 años vista combinándolas con el modelo de Bruun para la playa. Destacar, que la media de retroceso para la zona meridional del conjunto arenoso es de unos 47 cm/año, lo que supone, de continuar esta tendencia, un retroceso de 47 m en las playas estuarinas.

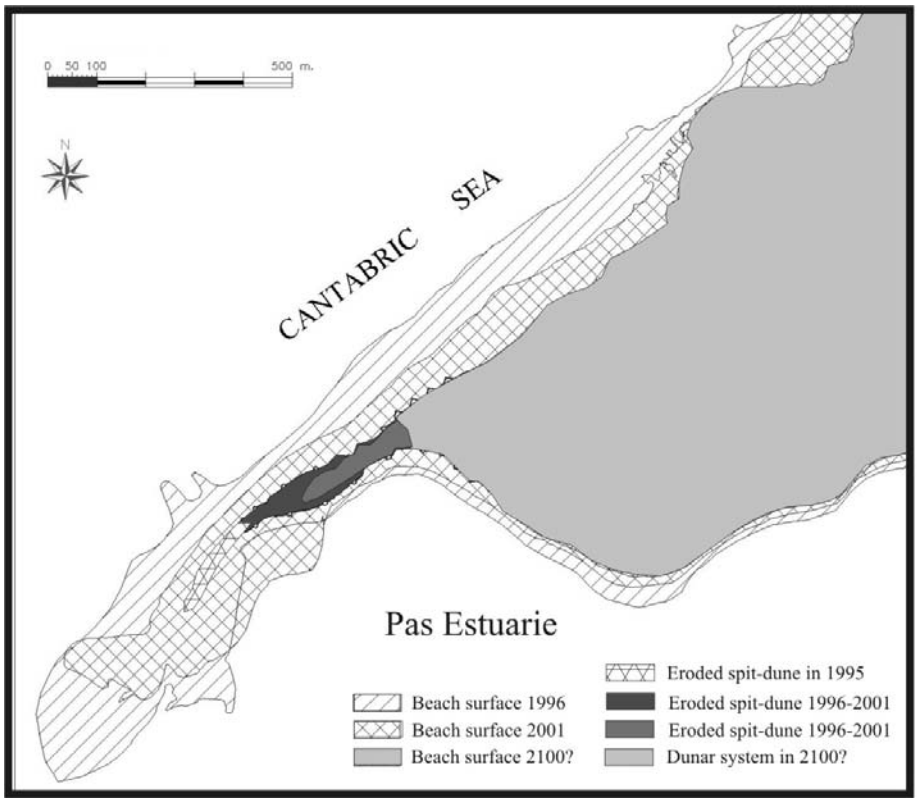
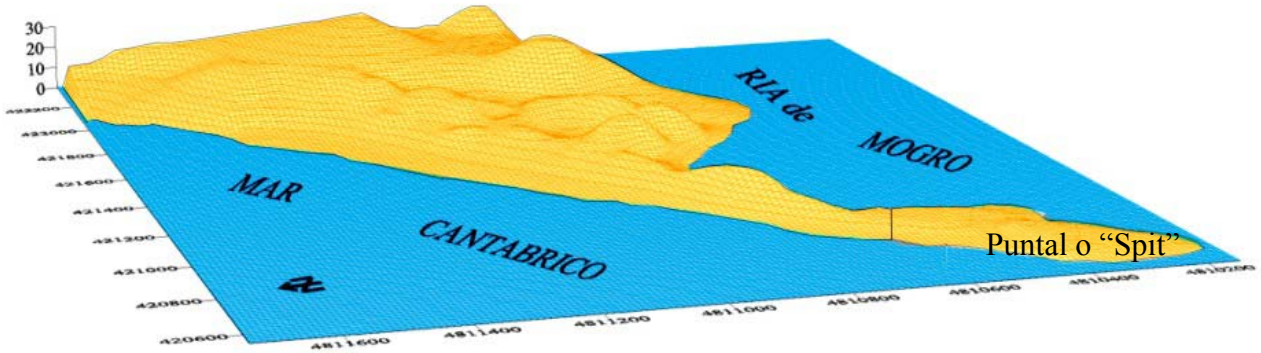


Fig. IX-38.- Evolución de la erosión en el sistema dunar de Liencres entre los años 1996 y 2001 y, predicción para el año 2.100. Calculado a partir del empleo conjunto de AUTOCAD y SURFER.

Por lo tanto, y con ayuda de los programas SURFER y AUTOCAD usando de base la cartografía y la ortofoto del año 2002, he elaborado un modelo de predicción para el próximo siglo, suponiendo un ascenso de unos 0,8 m (según el IPCC) en el complejo playa-duna-estuario de Liencres. El resultado final se expresa en las Fig. IX-38 y IX-39.

Este ascenso de 0,8 m, implicaría un retranqueo aproximado de unos 80 m de la línea de costa-playa. Así, la superficie del Parque Natural de Liencres habrá perdido, en los próximos 100 años, un notable porcentaje de su extensión lo que implicará una mayor apertura al mar de la "bocana" de la Ría de Mogro. No obstante, hay que destacar que Liencres no respondería de forma homogénea a esta elevación: una parte del sistema dunar (el más oriental) se encuentra sobre un sustrato rocoso de naturaleza caliza y dolomítica y preservará un amplio espacio de este conjunto eólico. Según el análisis cuantitativo a partir del SURFER, más del 30% de las 200 Ha que comprende el total del volumen arenoso de Liencres, podrían desaparecer en el próximo siglo.



Reconstruccion tridimensional de la situacion del Sistema Dunar de Liencres en 1995

Simulacion tridimensional de la situacion del Sistema Dunar de Liencres para 2100

(Nivel del mar +0.80m)

Fig. IX-39.- Reconstrucción en tres dimensiones del futurible del sistema dunar de Liencres para el 2.100.

Las consecuencias pueden ser de diversa índole:

1.- Por un lado, la influencia marina a través del estuario será mayor, lo que implicará procesos de salinización y de erosión sobre los pastos que se encuentran por debajo de esta cota altimétrica. Es decir, las viejas marismas desecadas en el siglo XIX, ubicadas entre las localidades de Miengo y Piélagos, volverán a ser anegadas totalmente.

2.- La playa interior de la ría, sita en Mogro, desaparecerá. Igualmente, se tendrán que efectuar costosas obras para mantener el paseo marítimo que delimita el complejo urbanístico allí construido a finales de los noventa. De no hacerse esta protección es posible que la acción erosiva del agua pueda ocasionar daños considerables en dichas infraestructuras. Además, la exposición al mar de este paraje ganará en amplitud lo que permitirá la entrada de oleajes con mayor altura que la actual incrementando los procesos erosivos en este sector (Fig. IX-40).

3.- En definitiva, en los próximos 100 años, la subida del NMM producirá una anegación entre las localidades de Mogro y Puente Arce, similar a la plasmada en el Plano de Riesgos de Inundación de la hoja de Muriedas para un período de retorno de 15 años (Anexo PLANOS RIESGOS: MAPA-1 HOJAS 1).

Fig. IX-40.- Reconstrucción de los posibles cambios en el sistema dunar de Liencres y su entorno próximo ante la previsión de un ascenso de 0,8 m sobre el NMM para el año 2.100. Extraído de una modelización realizada para esta Tesis. (La reconstrucción del 2.100 sería en momento de pleamar)

9.4.- SÍNTESIS DE LAS CAUSAS DE LA DEGRADACIÓN DEL SISTEMA DUNAR DE LIENCRES.

Evaluar el retroceso del cordón dunar de Liencres es, sin duda, uno de los objetivos de esta Tesis. Por ello es necesario, una vez analizado en detalle las distintas dinámicas existentes en este medio, efectuar un resumen de todos aquellos factores que alteran su dinámica y que son responsables de la pervivencia futura del sistema dunar. Su evolución, con tendencia erosiva y sin síntomas de recuperación del "Puntal" (más bien lo contrario), dependerá de un conjunto de causas de origen tanto natural como antrópico. Igualmente, en la escala temporal se confirma que este proceso es continuado desde hace varias décadas siendo realmente un evento erosivo concreto (1995) el punto de partida, hasta el día de hoy irreversible, de su desmantelamiento. Por ello, a modo de síntesis se destacaran los principales fenómenos y causas de la erosión y que quedan resumidas en la Tabla IX-VII:

A) Factores específicos:

Fueron de carácter natural y son aquellos que intervinieron el día de la rotura. Así pues, en la noche del 15 de Febrero de 1995, propiciado por la entrada de una fuerte borrasca del NW, el oleaje del Mar Cantábrico comenzó a incrementar su altura. Sin embargo, en la playa de Liencres, hasta aquel momento soplaba el viento del Sur que, en este sector cantábrico, suele ser intenso y seco. En cuestión de unas tres horas se dobló el tamaño de la ola significativa-Hs- (*significant wave height)* pasando de 3 a unos 6 m. En la primera pleamar (05:00 horas), los oleajes mantenían estas características. Durante el proceso de bajada mareal y de bajamar (05 - 11 horas del 16/02/96), el oleaje disminuyó su intensidad al incrementarse de forma considerable el *período pico*. A su vez, el oleaje se redujo en altura hasta el comienzo de la nueva subida mareal (12 a 18 horas), volviéndose a repetir alturas de ola superiores a los 5 m. La altura significativa fue, en aquel momento, de unos 4 m. Poco antes de la pleamar, tuvo lugar el fenómeno de "*washover"* que rompió el cordón dunar en el punto de conjunción entre la zona de rompientes de ola en la playa y el sector del meandro con tendencia más erosiva. La brecha erosiva tenía entonces casi un centenar de metros, desconectando el sector oriental del "*spit*" de Liencres del occidental. El coeficiente mareal era relativamente alto en aquellos momentos (98) y el aporte de agua dulce del

río Pas muy escaso aquel día (3,2 m^3/s^{-1}) -caudal 100 veces inferior al de la onda salina que entraba por la bocana del estuario. Así, quedó neutralizado por el ascenso de la onda de marea. El viento era fuerte y racheado con intensidades que llegaron a los 67 km/h y que trasladaban material arenoso del "*spit*" hacia el mar. La degradación dunar persistió durante los 5 días que siguieron al evento: otros 50 metros más del sector occidental desaparecieron de la Playa de Liencres. Además, participó un *efecto jet* consistente en que, momentos previos a la rotura, un flujo lateralmente confinado y próximo a la desembocadura en el sector más occidental de la misma, sufrió una expansión brusca a favor de la deriva litoral impactando y, consecuentemente, erosionando el "*spit*" (FLTQ, 1996). Ésta no era la primera vez que sucedía un fenómeno similar. Efectivamente, la revisión de fotografías aéreas y el testimonio de gentes del lugar, confirmaron cómo que en los años cincuenta y setenta se produjeron roturas en este lugar. Así pues, estos procesos de rotura constituían típicos eventos erosivos cíclicos cuyos efectos eran reparados al cabo de 10-12 años por la dinámica natural gracias a la gran movilidad de las arenas en este sector cantábrico.

NATURALES	ANTRÓPICOS
Oleajes superiores a los 3 m de altura	**Canalización del río Pas**
Corrientes fuertes-Efecto Jet	**Extracción de arenas del lecho fluvial**
Cambios morfológicos en la desembocadura del río Pas. Avenidas del río.	**Disminución del caudal en verano-Captación de aguas del río Pas para abastecer la ciudad de Santander**
Incremento del nivel del mar: "estrés de playa"	Limpieza de la playa con maquinaria pesada
Coeficientes mareales altos	Pisoteo excesivo de los visitantes en el período estival.
Años de sequía-descenso del caudal del río Pas	Reforestación del cordón dunar
Vientos con capacidad erosiva	Extracción en el sistema dunar de arenas de forma furtiva

TABLA IX-VII.- Factores naturales y humanos que afectaron a la rotura del *"spit"* de Liencres de 1995 y que continúan en los procesos erosivos actuales.

B) Otros factores naturales que contribuyeron a la erosión del evento:

Tras el evento estudiado de 1995, los esperados procesos de regeneración natural no han hecho acto de presencia hasta el momento actual. En efecto, el "*spit*" de Liencres continúa su progresiva degradación como testifica el análisis comparativo efectuado entre la cartografía realizada después de la rotura y el resultado de la restitución fotogramétrica, llevada a cabo en el 2001. En este contraste se advierte la pérdida de unos 180 metros más del Puntal, lo que corresponde a un volumen total de unos 53.081 m^3 de arena. Desde el año 2001 a la actualidad, parece que el proceso se ha ralentizado pero persiste. Además, sólo en el año 1990 se han identificado tres eventos superiores en oleaje y coeficiente mareales coincidentes que no produjeron rotura en el "*spit*" (ARTEAGA et ali., 2002). Por lo tanto, ¿qué otros factores, evidentemente de carácter no localizado, participan en la degradación del cordón dunar?

Recurriendo al pasado y, después de evaluar las series de los mareógrafos, boyas, estaciones meteorológicas, caudal del río y otros elementos, se puede establecer que concurrieron una serie de factores previos al 16 de Febrero que iniciaron, en parte, la degradación del "*spit*":

(1) Así, el 6 de Enero del mismo año se produjo una tormenta mucho más violenta con alturas de ola máxima próximas a los 8 metros en el momento de pleamar y con un caudal aportado por el río próximo a los 277 m^3/s. Es decir, se produciría sin lugar a dudas un momento erosivo importante.

(2) El análisis de las series de oleaje desvelan que el año anterior al evento (1994), se intercalaron una serie de tormentas de considerable violencia que provocarían un incremento de la pendiente de la berma con la consiguiente pérdida de arena.

(3) El mareógrafo de Santander marcó un ascenso de unos 10 cm en los 5 años previos por lo que se dio una situación de "stress" en la playa.

(4) También, hay que destacar que los momentos de rotura y erosivos en el "puntal" parecen venir precedidos por cambios en la morfología del estuario, coincidiendo con el acercamiento y socavación del canal más próximo a este sector.

C) Factores antrópicos que participan en la erosión desde antes de la ruptura hasta el momento actual:

Como se observó en el capítulo correspondiente a la erosión costera, uno de los factores más importantes en la erosión de una playa-duna se encuentra con las alteraciones que se pueden dar en su balance sedimentario. Y, en el caso de Liencres parece haber sido alterado:

(1) El estudio sedimentológico y mineralógico de las arenas de Liencres ha demostrado cómo el sistema dunar es alimentado, esencialmente, por los aportes fluviales del río Pas (ARTEAGA et ali., 2002). La mineralogía es predominantemente silícea en más de un 60% siendo el resto principalmente material bioclástico. Esto contrasta con la naturaleza del roquedo de la costa cantábrica que, en este sector, es predominantemente calcárea (Jurásico y Cretácico). Los cuarzos de Liencres proceden, principalmente, de la cuenca media del río donde existe una amplia llanura aluvial de arenas silíceas procedentes del desmantelamiento erosivo de las areniscas que afloran en sus vertientes (*Facies Purbeck* y *Weald* sedimentadas al final del Jurásico y principios del Cretácico). El problema surge a partir de la rectificación y encauzamiento del río en este tramo. En 1983 se produjo una fuerte inundación con pérdida de vidas humanas que llevó a canalizar un tramo de más de 20 km del cauce natural del río Pas constituyendo la mayor actuación en un río en Cantabria. Además, en este sector el fondo de valle ofrecía una morfología y el cauce de tipo *braided,* retomaba grandes cantidades de arenas a sus orillas y llanura de inundación. Aquellas, con el tiempo y tras su transporte fluvial terminaban aguas abajo acumulándose en el sistema playa-duna de Liencres. Las obras de la canalización y protección de las orillas se terminaron meses antes de la rotura y a partir de entonces existe un notable déficit de sedimentos arrastrados por el río y que ya no llegaban al estuario.

(2) A este hecho hay que añadir que se sustrajeron arenas del cauce del río como áridos durante el mismo período. Se destinaron tanto para la realización de las obras de dicho encauzamiento, como para la construcción de una nueva autopista en Cantabria. Esto conllevó la perdida del lecho en más de 670.000 m^3 (CONFEDERACIÓN

HIDROGRÁFICA DEL NORTE, 1990) de arena útil, sin contar las sustracciones de arenas furtivas descontroladas posteriores.

(3) También, hay que señalar la escasa eficacia morfogenética de los caudales del río, bastante bajos debido a la notable disminución que las precipitaciones han experimentado en la cuenca del río, entre los años 1990 y 1995. Con ella se recortó la capacidad de erosión en las márgenes de las llanuras de inundación ya protegidas en muchos parajes por su canalización y con ello la capacidad del arrastre de sedimentos del río. De igual modo, debe considerarse que el río Pas abastece, todos los años, a más del 60% de los habitantes de la Comunidad de Cantabria. El consumo medio por persona ha sido estimado en unos 464 litros/persona/día, lo que supone unas extracciones de caudal cercanas a los 80.000 m^3. En épocas de estiaje, en su cuenca media, apenas hay agua sobre el lecho del río, llegando a desaparecer, incluso, en ciertos tramos, donde actúan importantes procesos de infiltración kárstica.

(4) En 1947 se efectuó una repoblación con *Pinus pinaster* y *Pinus radiata* que ha terminado por cortar la llegada de sedimentos a esta zona desde la *línea de playa*.

(5) A este factor hay que unirle el hecho de que en este sector las dunas presentan fuertes pendientes donde el zapamiento o socavamiento de la duna en su base, ejercido por el meandro del estuario, favorece los deslizamientos arenosos por gravedad. En esta zona septentrional del sistema dunar se ha realizado un seguimiento con la incorporación de estacas resultando un ritmo de erosión de entre 25 cm/año y 1 m/año en función de la pendiente y de su situación en el estuario.

Falta abordar, y podrían ser objeto de análisis en futuros estudios, otros elementos que puedan estar colaborando en la erosión de Liencres. Sobre todo cuantificar durante el período estival los efectos de la maquinaria pesada utilizada para labores de limpieza y, también, la erosión por efecto del pisoteo desencadenado por los múltiples visitantes del Parque Natural. En España, investigaciones realizadas recientemente han desvelado resultados realmente sorprendentes (GOMEZ-PINA, 2002; ROIG, 2003 y 2004).

CAPÍTULO X:

PRINCIPALES PROBLEMAS GEO-AMBIENTALES EN LA CUENCA DEL PAS: IMPACTOS HISTÓRICOS; RIESGOS DE INUNDACIÓN Y CONTAMINACIÓN.

En este capítulo se abordarán los principales problemas geo-ambientales del tramo medio-bajo del río Pas. En una cuenca que supera los 600 km^2 existe una gran variedad de ellos como son los riesgos de inundación, contaminación, deslizamientos de ladera (popularmente llamados "*argayos*"), incendios, etc. El límite que impone el tiempo para entrar en detalle en alguno de ellos, obliga a realizar, desafortunadamente, una selección para la presente Tesis. Nos centraremos por lo tanto en los dos siguientes y, que son los de gran importancia:

A. Primero, en los **riesgos de inundación**: Representan, una de las mayores preocupaciones del valle del Pas y, sobre todo de su cuenca media-baja. Se resumirá de forma esquemática las condiciones meteorológicas "*típicas*" de la cornisa Cantábrica que propician las riadas. Para ello se ha utilizado información, editada y no publicada, perteneciente a diferentes organismos públicos (CHN-Confederación Hidrográfica del Norte, INM-Instituto Meteorológico Nacional, Puertos del Estado, etc.) y a estudios científicos generales (GARMENDIA, 1986; RASILLA, 2002; BÁRCENA y GARMENDIA, 2006) correspondiente a las diferentes variables: precipitaciones, temperaturas, condiciones atmosféricas, etc. Igualmente, se analizará de forma específica las particularidades del marco donde se encuadra la cuenca del río Pas utilizando información similar a la del bloque anterior, pero aplicadas específicamente a su cuenca fluvial. Otro aspecto del estudio consistirá en un breve análisis de las inundaciones históricas más relevantes. Entre ellas, analizaremos dos de las más importantes del siglo XX (1977 y 1983) y sobre las que existe abundante información (precipitaciones, caudal, etc.) y estudios científicos (GARMENDIA, 1986; CHN, 1991; BÁRCENA y GARMENDIA, 2006). Tampoco faltan de estas y otras crecidas numerosos artículos de prensa (DIARIO MONTAÑÉS.1907, 1909, 1931, 1938, 1953, 1977 y 1983), testigos geomorfológicos (acumulaciones de aluviones) y, datos sobre la altura que alcanzaron las aguas en las edificaciones de distintas poblaciones cercanas al río.

Además, se añadirá la información de las encuestas efectuadas a los habitantes ribereños que padecieron los efectos de dichas catástrofes. Finalmente, con todos estos datos se ha elaborado la cartografía de riesgos de inundación en el tramo final del Valle del Pas. Para ello, se ha contado con el apoyo de la fotografía aérea, cartografía y los distintos programas informáticos (AUTOCAD-SURFER).

B. En segundo lugar, se analizará la contaminación **de las aguas y del suelo de la cuenca**. Esta variable alcanza valores crecientes en los últimos años debido al desarrollo urbanístico experimentado en el tramo final del río. La presencia de polucionantes en sus aguas pone en peligro a una de las especies de peces más singulares de la fachada Cantábrica: el salmón. Además, en el momento actual se plantea un gran reto por parte de dos organismos públicos (Consejería de Medio Ambiente de Cantabria y Confederación Hidrográfica del Norte): la consecución de la Directiva Marco de Aguas (DMA) en la cuenca del Pas. Ello supone una inminente y drástica actuación para la recuperación de un río tan degradado como es éste. Por nuestra parte, se usarán distintos métodos analíticos de naturaleza físico-química aplicados al agua y al suelo. Con ellos se identificarán los principales contaminantes y elementos que deterioran la calidad de estos dos importantes recursos naturales.

10.1.- RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO PAS:

En este apartado se establecen cuáles son los posibles tramos conflictivos del valle del Pas y las áreas susceptibles de ser inundadas por sus aguas en caso de crecida. Se pretende realizar una cartografía donde se representen los parajes más vulnerables y con mayor nivel de riesgo. *A priori*, su cauce no forma parte del amplio conjunto de ríos peninsulares caracterizados por un notable riesgo de inundación. No obstante, su valle ha conocido numerosas crecidas que han supuesto la pérdida de vidas y graves daños económicos. Así, este río ha registrado diferentes avenidas e inundaciones como se han podido constatar desde el siglo XIV. También en el siglo XVIII, donde las más graves acontecieron en 1736 y 1737 provocando ambas la pérdida de más de un centenar de vidas humanas (RUIZ DE SALAZAR, 1850). Si la peor consecuencia de una

inundación es que pueda ocasionar daños personales a los ribereños, no deja de ser también un problema socio-económico la perdida de bienes, inmuebles y cultivos en las zonas afectadas (las más fértiles) e íntimamente relacionadas con su vega.

El valle por el que discurre el río es un estrecho corredor fluvial dónde los pocos cultivos se asientan en las llanuras más bajas y próximas al cauce. Es conocido por los pasiegos que, coincidiendo con los eventos de inundación en el valle de Toranzo (cuenca media del Pas) casi siempre se han perdido las cosechas y las tierras han quedado arrasadas o con dificultades para volver a ponerlas en cultivo. Además, en la cuenca alta y media, la existencia de vertientes con pendientes abruptas dificultan el crecimiento de las poblaciones por sus segmentos altos y medios lejanos a los peligros de las riadas. Por eso, en los últimos años se ha tendido a construir los edificios de nueva creación, no en las laderas, como se hacía antaño, sino en las llanuras aluviales. En la cuenca media del Pas no se ha registrado un incremento de la población; por ello, hasta este momento, son pocas las nuevas viviendas que se han levantado en sectores de riesgo. Pero en la cuenca baja, la población se ha duplicado (GOBIERNO DE CANTABRIA, 1997; INE, 2001) y, en muchos casos, las urbanizaciones de reciente creación se han implantado muy cerca del río y también en las áreas donde existe la influencia del estuario y de sus eventos mareales que pueden incrementar los efectos de cualquier crecida de consideración.

Es cierto que junto a las nuevas edificaciones se han construido, en algunos casos, espigones para defenderse de las crecidas (Fig. X-1).

Fig. X-1.- Vivienda adosada al estuario del río Pas, entre las poblaciones de Mogro y Puente Arce. Los propietarios han construido un dique de protección para evitar los posibles riesgos de inundación.

Además y, en previsión de las variaciones climáticas que se puedan derivar en el futuro como consecuencia del "Cambio Climático", no hay que olvidar el potencial riesgo añadido que esto supone. Más concretamente, la OECC (2007) afirma:

"La variabilidad hidrológica en las cuencas atlánticas aumentará en el futuro debido a la intensificación de la fase positiva del índice NAO. Esto puede hacer que la frecuencia de avenidas disminuya, aunque no su magnitud. En las cuencas mediterráneas y del interior la mayor irregularidad del régimen de precipitaciones ocasionará un aumento en la irregularidad del régimen de crecidas y de crecidas relámpago (OECC, 2007)".

Por todas estas consideraciones, hace falta actualizar, en la medida de lo posible, cuáles son los riesgos de inundación en estos sectores de crecimiento urbano. Por ello, gran parte de nuestra investigación se centrará en la cuenca baja del Pas debido a que en el tramo medio del valle los riesgos se han visto reducidos por la canalización efectuada entre los años ochenta y noventa.

Antes de iniciar el análisis de riesgos de inundación es necesario remitirnos a la revisión de las condiciones climáticas, ya explicadas en el Capítulo I, propias de la Cordillera Cantábrica y del Pas. Éstas deben de estar presentes durante la elaboración del próximo apartado.

10.1.1.- INUNDACIONES HISTÓRICAS:

El Pas es un río que con cierta frecuencia conoce eventos de inundaciones de diversa consideración. Como suele ser habitual en este tipo de situaciones, los tres últimos episodios de riada –inundaciones de Octubre de 1953, Junio de 1977 y Agosto de 1983- han sido las crecidas más recordadas por las personas que fueron encuestadas, durante la realización de este trabajo. En la Tabla X-I se presentan las fechas de las inundaciones más relevantes y los meses en que se registraron (RUIZ DE SALAZAR, 1850; GARMENDIA, 1986; D.M., 1983)

*** INUNDACIONES EN EL RÍO PAS DESDE 1396.**

MES	Nº INUNDACIONES	ANOS
ENERO	0	
FEBRERO	0	
MARZO	0	
ABRIL	0	
MAYO	1	1978
JUNIO	3	1775-1844-1977
JULIO	1	1931
AGOSTO	4	1396-1737-1834-1983
SEPTIEMBRE	**7**	**1511;1581;1736;1862;1909;1938;1969**
OCTUBRE	4	1862-1907-1953-1974
NOVIEMBRE	0	
DICIEMBRE	1	1996

TABLA X-I.- Inundaciones fechadas en el Pas-Pisueña (según GARMENDIA, 1986, CHN; RUIZ DE SALAZAR, 1850).

De la misma se establece consecuentemente el siguiente gráfico (Fig. X-2):

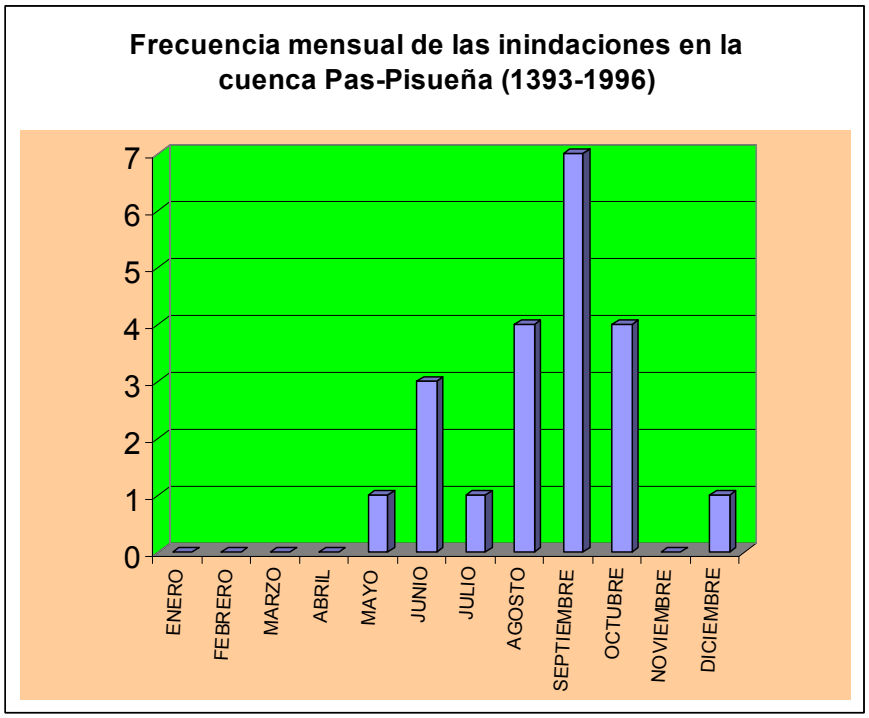


Fig. X-2.- Frecuencia mensual de las inundaciones del Pas-Pisueña (1396—1983). Elaboración propia.

Como se ha podido advertir, existe una concentración de las inundaciones entre los meses de Junio a Octubre. Este fenómeno se encuentra íntimamente relacionado con precipitaciones de carácter convectivo y a la presencia de vientos del NW bastante húmedos. Su procedencia del litoral y la fuerte evaporación en el período estival por el incremento de las temperaturas, hace que al encontrarse con los relieves que confinan el valle del Pas (elevaciones superiores a 800 m a escasos 40 km de la costa), las precipitaciones se manifiesten con cierta intensidad.

Sin embargo, sí se estudia en detalle la tendencia mensual del río a experimentar crecidas sin desbordamiento (situación de "*bankfull"* o próximas a estas), queda patente que aquellas se producen entre el mes de Diciembre y el de Abril (Fig. X-3). Si bien, no existen datos horarios de las estaciones es muy posible, como se desprende del hecho de que las inundaciones sólo se produzcan entre los meses de Junio, Julio, Agosto, Septiembre y Octubre, que su reiterada presencia estival tenga que ver con la intensidad que la lluvia registra durante esos meses.

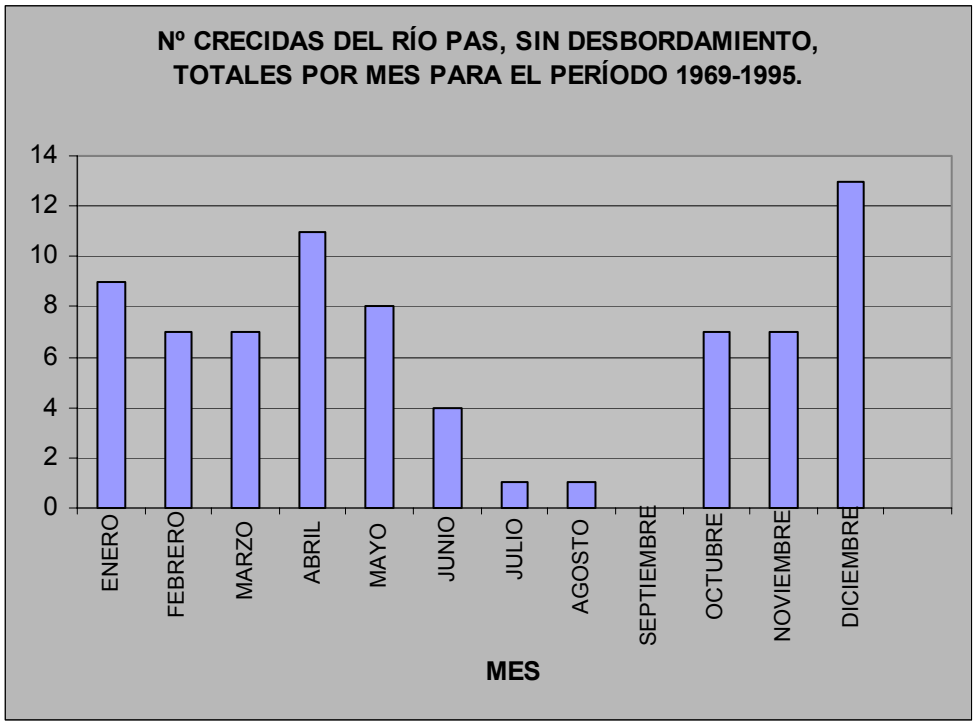


Fig. X-3.- Número de crecidas del Río Pas, sin desbordamiento en la vega por mes para el período (1969-1995). Fuente: elaboración propia a partir de los datos de la CHN.

Según Bárcena y Garmendia (2006), la evolución de estas avenidas suele ser muy rápida. En ello contribuyen, tanto las características físicas (reducido tamaño de la cuenca, fuertes pendientes, escasa jerarquización de la red) como el modo en que se producen las precipitaciones, que ocasiona un período de concentración de las aguas inferior a las 8 horas y, donde los caudales responden de forma casi inmediata. En las entrevistas realizadas para esta Tesis, esta respuesta ha sido descrita por algunos lugareños como la llegada en muy poco tiempo de una "auténtica ola", recordando, al fenómeno de los "*oueds"* y ramblas mediterráneas.

A continuación, analizaremos la evolución de dos de estas inundaciones:

- **La inundación de 1977** (Tabla X-II y Fig. X-4):

Tuvo lugar durante los días 11 al 16 de Junio. La primera característica es que no se produjeron lluvias copiosas con antelación, salvo las registradas en la estación de Mogro (en la desembocadura) con 36 mm y la de Vioño (tramo bajo del río) con unos 25 mm. De hecho, el caudal del río estaba por debajo de los 10 m^3/s hasta el mismo día de la inundación.

AÑO INUNDACIÓN:	1977-JUNIO															
	Días previos							DIAS INUNDACIÓN								
ESTACIÓN	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	Viento.Dom
Vioño (G.C.)	0	0	1	0	0	23	0	57	**96**	9	0	0	0	0	0	
Vioño (Lab.)	0	0	6,6	0	0	25,5	2	45	**127**	12,9	0	0	0	0	1	WNW
Ontaneda	0	0	0	0	0	0	16	30	65	8	0	0	0	0	0	NW
Vega de Pas	0	0	0	0	0	19	0,8	40	73,7	28	0	0	9,1	6	2,7	NW
Penilla	0	0	0	0	1	18	0	1,5	39	**119**	11,6	0	0	0	2,6	W
Villacarriedo									**108,5**							
Sta.MªCayón	0	0	0	0	0	2	21	1	32	**118**	14	0	0	0	0	NW
Mogro	0	0	2	0	0	36	2	40	**105**	0	0	0	0	0	0	NW
Cudón	0	0	0	0,3	1,2	1,7	32,3	5,1	44,7	**104,6**	2,1	0	0	0	1,1	
caudal	10	9	8	7	6	5	8	6	59	178	36	21	14	11	9	
caudal máximo										244						

TABLA X-II.- Registros de precipitación y caudal durante la inundación de 1977 y de los días precedentes a la misma. En verde, las estaciones meteorológicas del valle y en rosa las emplazadas en la costa y cercanas al valle del Pas.

Fue el día 12 de Junio cuando las precipitaciones se produjeron con mayor vehemencia, registrándose precipitaciones por encima de los 100 mm en Vioño y Mogro y Villacarriedo que desbordaron el río. Esta inundación afectó principalmente a la cuenca baja del Pas (D.M., 1977). Aunque también hay que destacar que las estaciones meteorológicas del Pisueña recogieron precipitaciones considerables en la cabecera (Villacarriedo) con 108,5 mm.

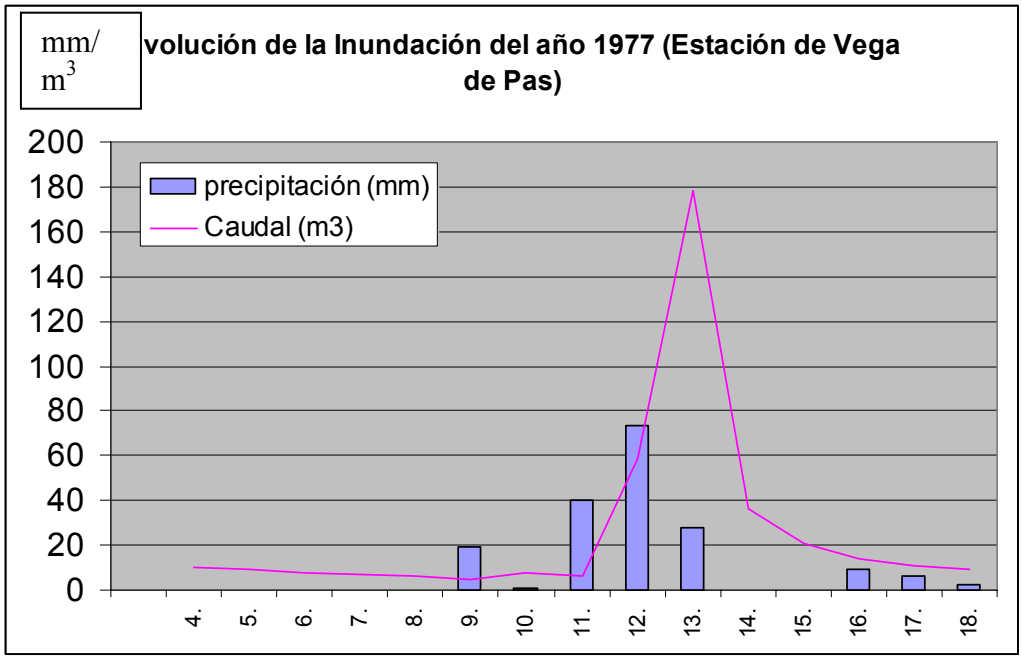


Fig. X-4.- Evolución de la inundación (caudales medios) del 13 de junio de 1977. Elaboración propia a partir de los datos del INM.

A pesar de que la inundación se inició en el tramo alto del valle en la jornada del 12, el caudal que circulaba por el cauce en aquellos parajes no superaba de los 60 m^3/s. Durante el día siguiente continuó el proceso de inundación, ya que las precipitaciones se

concentraron en el tramo bajo llegando a caer sobre las vertientes del Pisueña entre 118 (Santa María de Cayón) y 119 mm (La Penilla). Sin embargo, el caudal en Puente Viesgo no rebasó los 200 m^3/s (Tabla X-II), salvo en un momento puntual de aquel día donde circuló un caudal máximo de 244 m^3/s vinculado, en gran medida, a la precipitación caída la jornada anterior en el tramo medio con unos 65-73 mm (Ontaneda y Vega de Pas respectivamente).

Los vientos que se registraron en todas las estaciones eran del NW, W y WNW, es decir, procedentes de la costa. El coeficiente mareal en los días de inundación osciló entre los 59 y 65, lo que significa un valor bajo y que no influyó de forma importante en la inundación.

En definitiva, esta inundación fue propiciada tanto por la concentración de lluvias en el tramo bajo y por los aportes (de caudal desconocido) del Pisueña, como por la crecida experimentada unos dos días antes en los tramos altos y medios del río Pas, que confluyeron en la cuenca baja en el día 13.

- **La inundación catastrófica del mes de Agosto de 1983** (Tabla X-III; Fig. X-5):

La inundación que tuvo lugar en la cuenca del Pas durante los días 26-30 de Agosto de 1983 ha sido la más reciente y, quizás, una de las más importantes. Afectó a gran parte del litoral Cantábrico produciendo muertos en el País Vasco y Cantabria. De hecho, en el Pas, en la localidad de Renedo se produjo la desafortunada pérdida de tres vidas humanas (GARMENDIA, 1987).

AÑO INUNDACIÓN:	1983-AGOSTO														
	Días previos										DÍAS INUNDACIÓN				
ESTACIÓN	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	Viento Dom.
Castañeda	9,6	0	0	5,3	0	41,7	26,3	8	56,7	48,3	37,1	**111,3**	0,4	0	5	
Cudón	0	0	3,8	3,9	4,5	11,9	11,8	0,5	43,8	41,1	59,9	65,8	0	1,6	1,1	NW
Viooño (G.C.)	10	0	0	0	6	30	21	2	41	42	19	**136**	4	0	0	NW
Viooño (Lab.)	7,7	0	0	0	0	29,2	10,5	3	43,7	48,3	21	**147**	4,5	0	0	
Ontaneda	0	0	0	0,3	0	20	49,3	12,4	30	65	23	25,3	0	0	3	NW
Vega de Pas	1,3	0	0	0	0	26	38	15,3	39	88,5	**180**	69	23	0	1,5	Variable
Pte.Arce												**166,4**				NW
Villacarriedo											**140**					
Sta.MªCayón	1,7	0	0	12,1	3,5	44	49,9	14,7	53,5	49,4	69,5	**118,5**	6	0	15,5	N
Mogro	2	0	0	18	9	18	19	2	38,5	61	19,3	**150**	4	0	0,2	NW
CAUDAL	2,6	2,6	2,3	2,3	2,2	2,2	6	40,6	35	56	222,6	103,3	172,8	42,8	25,8	m^3/S
Caudal máximo											447					

TABLA X-III.- Registros de precipitación y caudal durante la inundación de 1983 y de los días precedentes a la misma. En verde, las estaciones meteorológicas del valle y en rosa las ubicadas en la costa y cercanas al valle del Pas.

A diferencia de la inundación de 1977, hubo precipitaciones 5 días antes de carácter moderado (entre 20 y 40 mm) en toda la cuenca. El día 26, en las cabeceras del río Pisueña y del río Pas, las precipitaciones alcanzaron los 180 mm generando un caudal medio diario de 222,6 m^3/s y con un pico de 447 m^3/s. Esta inundación afectó catastróficamente a toda la cuenca anegando todas las llanuras de inundación y afectando a las poblaciones de todos los tramos del río: Renedo, Puente Arce, varias localidades del Valle de Toranzo (Ontaneda, Santiurde y otras), etc. Los vientos fueron, al igual que en 1977, de procedencia NW. Los coeficientes de marea durante los días críticos fueron de 81 y 78 (26 y 27 Agosto, respectivamente.) Es posible, que estos coeficientes colaboraran en el desbordamiento del Pas en Puente Arce durante la pleamar.

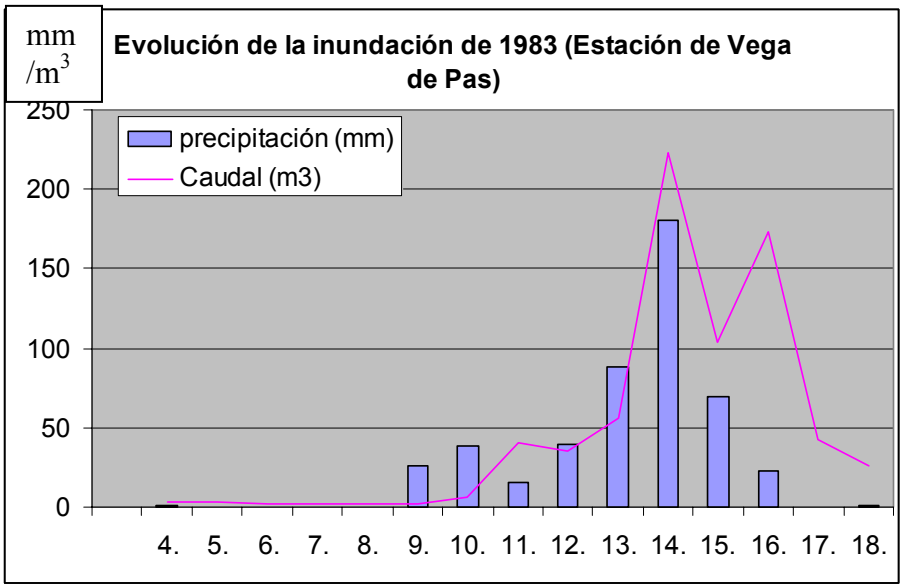


Fig. X-5.- Evolución de la inundación (caudales medios) del 26 de Agosto de 1983. Elaboración propia a partir de los datos del INM.

Hay que decir, que numerosos encuestados explicaban un hecho singular y característico que más tarde retomaremos: el desbordamiento previo de los arroyos emisarios del Pas, antes de que lo hiciesen las aguas de su cauce. Esto ocurrió, por ejemplo, en Puente Arce, Cillero y Renedo. En este último núcleo de población fue el desbordamiento del arroyo "Carrimont" (y no el Pas) el que llegó a producir la muerte de tres personas y la destrucción de algunos edificios y solares colindantes a su paso y en las inmediaciones de la vía ferroviaria (GARMENDIA, 1986).

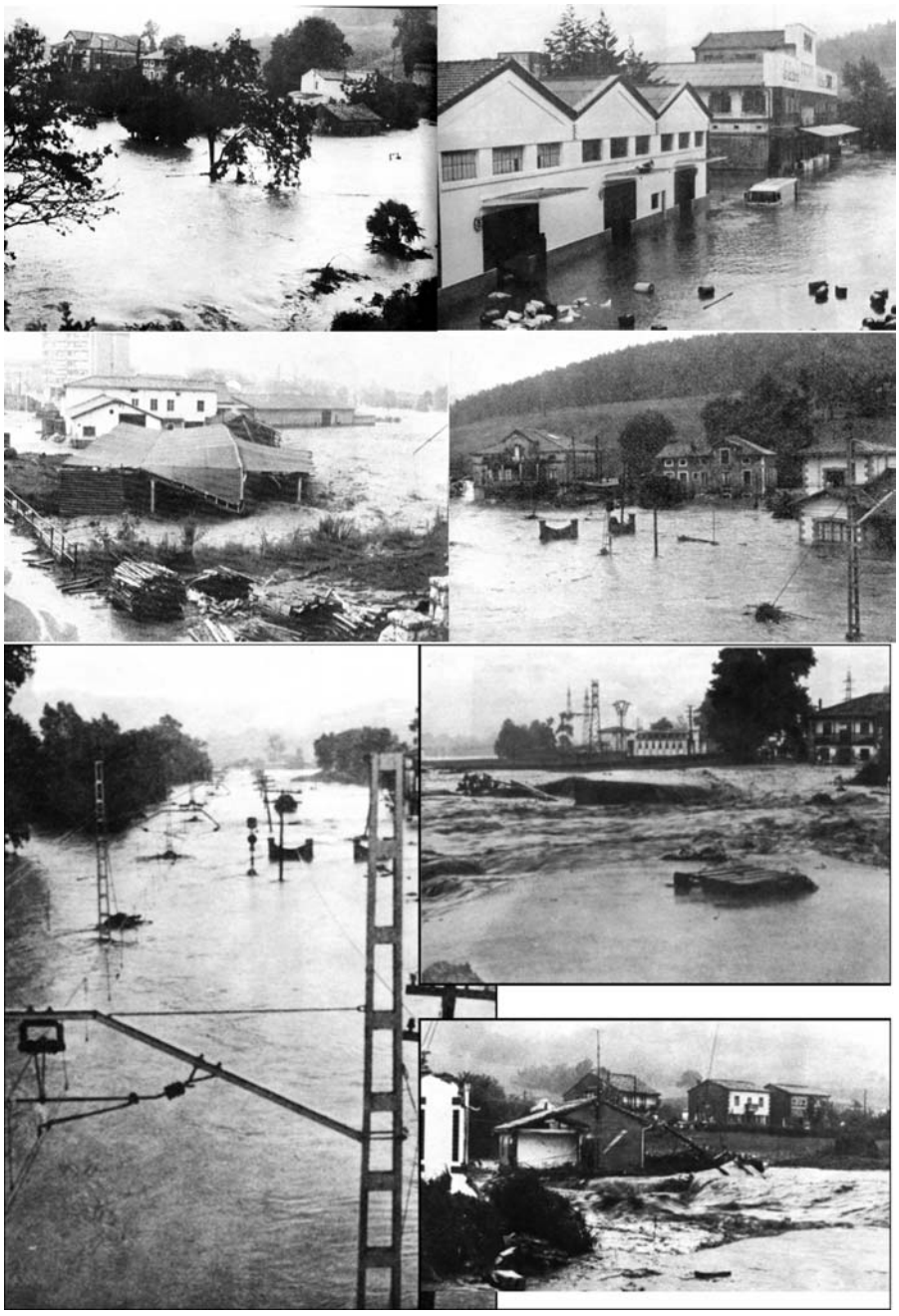


Fig. X-6.- Imágenes de la inundación catastrófica de Agosto del año de 1983. Todas ellas pertenecen a la localidad de Renedo. (Obtenidas de A.A.V.V., 2006)

- **Otras inundaciones:**

Para el presente trabajo, se han podido recoger cerca de 19 inundaciones gracias a diferentes fuentes documentales (GARMENDIA, 1986; CHN, 1995; RUIZ DE SALAZAR, 1850; D.M. ,1907-1983)-Recordar Tabla X-I:

Siglo XIV: 1396	Siglo XVI: 1511 y 1581,
Siglo XVII: 1682[1]	Siglo XVIII: 1736, 1737 y 1775.
Siglo XIX: 1834, 1844 y 1862[2].	Siglo XX: 1907, 1909, 1931, 1938, 1953, 1969, 1974, 1977, 1978 y 1983.

Es posible que no hayan quedado noticias históricas de algunas de las crecidas, pues observamos que hay un incremento de las mismas según avanzamos en los siglos y por tanto, conforme hay más información. El siglo XX es el que evidencia mayor número de inundaciones con 6. Lo que implica una inundación cada 16 años aproximadamente. De la información histórica recopilada existen relatos realmente dramáticos de los que podríamos destacar los de 1736 y 1737 con más de 150 muertos entre las dos inundaciones en el Valle de Toranzo. Por otro lado, el relato de la inundación de 1834 describe (RUIZ DE SALAZAR, 1850):

"...Así este valle como sus limítrofes han sufrido en diferentes ocasiones terribles trastornos, inundaciones y desgracias (...) apenas la imaginación más ardorosa y fecunda habría podido concebir tempestades tan horrorosas como la que produjeron los sucesos a los que aludo: hasta el habitante más rudo de aquellas comarcas se convierte en descriptor elocuente cuando se le provoca a referir acontecimientos tan tremendos; es seguro que aún dentro de siglos se contarán allí tales catástrofes con poco menos asombro y admiración que el "Diluvio Universal".

En 18 de Agosto de 1834, se presentó la atmósfera muy cargada, si bien se despejó algún tanto con la aparición de la luna. Notose en ésta un dilatado cerco de varios colores, entre los cuales sobresalía particularmente un vivo morado, fenómeno que a 5 leguas al S. de Ontaneda no se hizo sensible. Al día siguiente 19, volvió a ver la atmósfera entre oscura, y de 10 a 12 de la mañana se oyó, según aseveración de personas fidedignas, confusa y repetidamente, cual si saliere del centro de la tierra prolongados truenos. En los primeros instantes se creyó que hubiese principiado en las cercanías alguna batalla sangrienta y juicio tanto más fundado, cuanto habían ya comentado entonces los horrores y desastres de la Guerra Civil. A la una de la tarde empezó a llover furiosamente percibiéndose al mismo tiempo un olor indefinible y de mala calidad. Tan pronto como dio principio la lluvia, empezaron a salir de junto a las cúspides de las más altas montañas y de sus laderas, espantosos torrentes de agua, que vomitaban de sus entrañas piedras enormes y asombrosa cantidad de guijo, dejando después fuentes en donde antes no habían existido. El rompimiento y abundancias de aguas fue tal, que insignificantes riachuelos se convirtieron en caudalosos ríos, y el humilde Pax (así llamaban entonces al Pas) *parecía haberse transformado en espantable mar embravecido. Aquella formidable masa de aguas impetuosamente agotada, no solo infundía espanto a los atribulados moradores de los pueblos, poniéndoles ante los ojos de la triste imagen de la muerte; no solo hizo creer que iba a*

[1] La inundación de 1682 no aparece en la Tabla X-I al desconocerse el mes en el que se originó la inundación.
[2] En 1862 se produjeron dos inundaciones consecutivas: una en Septiembre y otra en Octubre.

tragarse el valle entero, si no que les persuadió que aquel era el Fin del Mundo (...). Las rápidas corrientes arrancaban de cuajo y deshacían en un instante edificios de diferente magnitud, cuyos materiales quedaban envueltas en horribles torbellinos, confundidos con gran número de personas y animales de todas clases: puentes árboles, heredades y frutos, todo iba quedando destruido y desaparecía cual leve arista al furioso empuje de aquella bramante tempestad. Al descender los montes arrastraban cuanto encontraban por delante formando llanuras promontorios hasta de 10 y 8 pies de altura, de maleza, guijo y piedras de increíble tamaño; obstruyendo los caminos y las calles de los pueblos. En las heredades, prados y baldíos, dejaron depositada gran cantidad de légamo compacto muy suave y resbaladizo que estuvo exhalando por bastante tiempo un olor sumamente pestífero. Las plantas, los arbustos y hasta los árboles corpulentos y lozanos quedaron secos por donde se extendió el cieno tan singular. Las tierras labrantías no produjeron nada en los primeros años, y aún del presente, habiendo transcurrido 15 años, no lo hacen como antes."

Relatos semejantes se escribieron en épocas posteriores, como fue en 1937. Es interesante ver cómo todas las narraciones comentan el desbordamiento de los arroyos, al igual que ocurriera en 1907, 1909, 1953 y 1983. Por lo tanto, hay que tener en cuenta varios aspectos de cara a la canalización realizada entre 1983 y 1995:

1.- Las últimas 3 inundaciones (1953-Fig. X-7, 1977 y 1983) han afectado de forma importante a la cuenca baja, tanto o más, como el sector canalizado de la cuenca media. Por lo que es posible que el sector de mayor riesgo sea este.

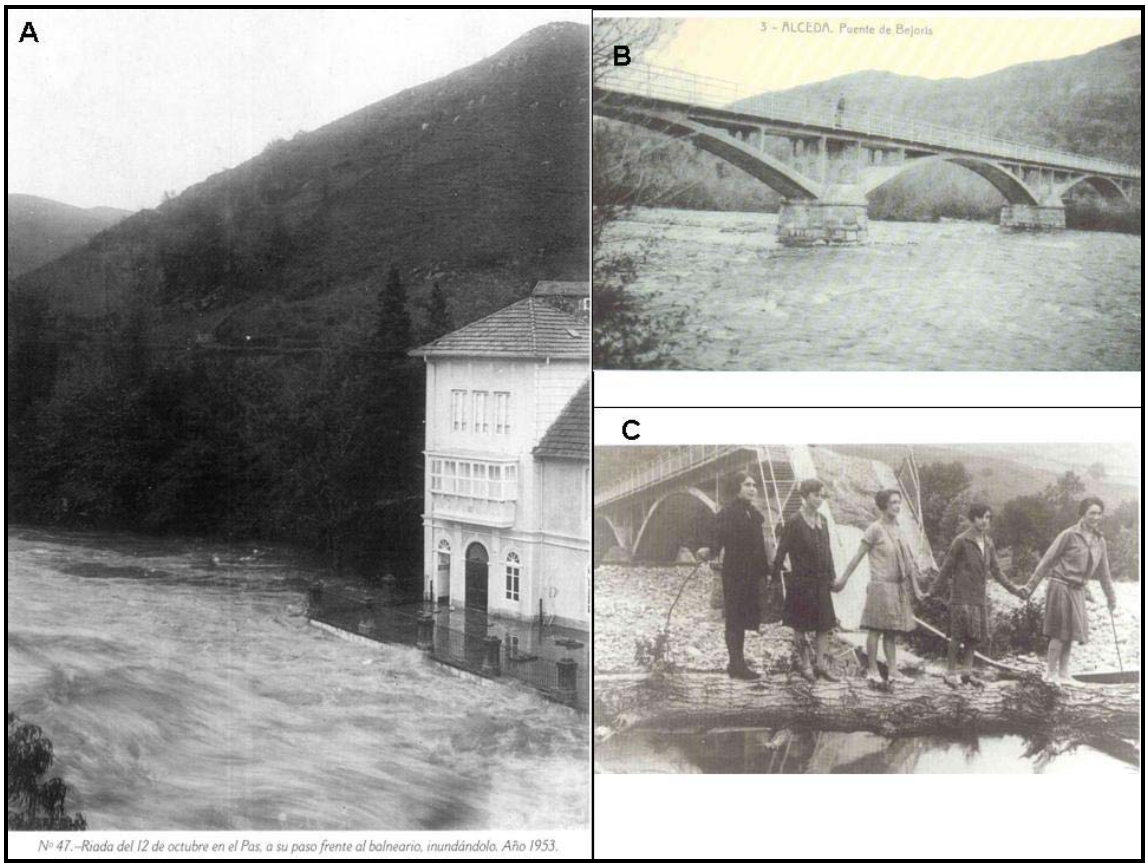


Fig. X-7.- Imágenes tomadas durante la inundación de 1953: A) El río a punto de desbordarse a la altura del afamado Balneario de Puente Viesgo (El río acababa de superar los 5 m de altura); B) El Puente de Bejoris antes de la inundación de 1953; C) Personas caminando junto al puente de Bejoris después de la avenida de 1953. (Imágenes tomadas de VEGA (2001) y VILLEGAS (2002).

2.- A pesar de las canalizaciones, no se puede asegurar que no vuelvan a existir riesgos de inundación en el tramo medio canalizado, pues la multitud de arroyos que bajan con fuerte pendiente pueden generar desbordamientos por sí mismos y anegar poblaciones, como ocurrió en Puente Arce.

10.2- CÁLCULO DEL RIESGO DE INUNDACIÓN:

Es habitual establecer los riesgos de inundación mediante cálculos estadísticos que contemplen las posibilidades de que se puedan volver a reproducir estos sucesos en el tiempo ("*Período de Retorno*") y también, conocer cuáles son los baremos de estas variables (precipitación y caudal) que marcan dicho riesgo.

De todas formas, los datos climáticos no deben ser encorsetados con procedimientos tan restringidos. Es decir, la estadística encubre la realidad de las dificultades de predecir las inundaciones, y más, sí son del tipo convectivo, ya que estas se producen en cuestión de horas y son de difícil predicción. En el Pas se ha comprobado cómo las inundaciones de cierta importancia se han producido cada uno o dos años (1736-1737 y 1907-1909 respectivamente). Además, ya se ha explicado las dificultades que imponen las variables, tanto climáticas como de caudal en el Pas. Por lo tanto, debe quedar claro que los cálculos desarrollados son "orientativos".

Para determinar las zonas propensas a ser inundadas, dividiremos la cuenca en dos sectores bien diferenciados que, por necesidad, han de tratarse de forma y con metodologías separadas:

1.- La cuenca baja: la falta de datos sobre los aforos en este tramo del Pas y en el cauce de su principal emisario, el Pisueña, obliga al análisis geomorfológico como principal herramienta para realizar la cartografía de los riesgos de inundación. Se tendrán en cuenta, de forma puntual, cuáles son las variables de caudal y precipitación, fijando como umbral las que se conjugaron en las inundaciones históricas de 1977 y 1983.

2.- La cuenca media: este sector se encuentra fuertemente canalizado y, por lo tanto, en él se han efectuado las más importantes infraestructuras destinadas a impedir los desbordamientos en el valle. Sin embargo, analizaremos algunos aspectos y particularidades de los arroyos de este tramo, ya que existen algunas evidencias (documentación histórica y resultados de las encuestas efectuadas) que ponen de manifiesto la existencia de posibles riesgos de desbordamiento todavía en la actualidad.

De todas formas, se hallará previamente el período de retorno de las avenidas utilizando el caudal medio del Pas como paradigma, ya que es la única fuente documental que disponemos.

10.2.1.- PERÍODO DE RETORNO:

- **Período de Retorno de las precipitaciones máximas:**

El período de retorno del Pas para precipitaciones y caudal ha sido establecido por distintos autores en los años 1986, principios de los 90 y, más recientemente pero a una escala regional, por el INM (CHN, 1986; CHN, 1990; BTM, 2000).

En la Tabla X-IV se expone el cálculo realizado por la CHN en el proyecto para la canalización del río Pas. No podemos ampliar esta información por la desaparición de la mayoría de las estaciones, poco después de este estudio.

	Período de Retorno de precipitaciones máximas en la cuenca del Pas-Pisueña							
	Estación	**T-10**	**T-25**	**T-50**	**T-100**	**T-500**	**Río**	**Código**
Cuenca Alta	**Villacarriedo**	130	152	169	186	224	Pisueña	124
	Puerto del escudo	80	97	110	122	151	Pas-Magdal.	119/119-B
	Vega de Pas	133	157	175	192	234	Pas	117/117-B
	Sel Carrera	96	111	122	134	159	Pas-Magdal.	120
Cuenca media	**Alceda-Ontaneda**	100	115	126	137	162	Pas	121/121-E
	San Martín de toran	106	121	132	142	167	Pas	121-O
	Santa Mª de Cayón	110	126	138	149	176	Pisueña	177-U
	La Penilla (Nestle)	112	135	152	169	209	Pisueña	128
	La Penilla (bombeo)	130	155	173	192	234	Pas-Pisueña	128-B
	Castañeda	102	119	131	144	173	Pas-Pisueña	129
Cuenca Baja	**Vioño**	117	138	154	169	204	Pas	131/131-A
	Puente Arce	106	127	144	160	197	Pas	115
	Mogro	110	130	146	161	196	Pas	132-E
	Miengo	72	82	90	97	115	Pas	132

TABLA X-IV.- Período de retorno de precipitaciones máximas en mm en la cuenca del Pas-Pisueña. (Según CHN, 1990)

En la citada tabla puede apreciarse cómo la mayoría de las estaciones supera los 100 mm de precipitación para un período de retorno de 10 años. Por ejemplo, para las inundaciones de 1983, y teniendo en cuenta sus periodos de retorno, las estaciones de Villacarriedo y Santa María de Cayón sufrieron precipitaciones correspondientes al período de retorno de 10 años; la estación de Castañeda de 25 años; las estaciones de Vega de Pas y Mogro de 50 años; y por último, las estaciones de Vioño y Puente Arce de 100 años. A su vez, en la Fig. X-8, se muestra gráficamente el período de retorno según el análisis efectuado por el sistema Modelus (2000).

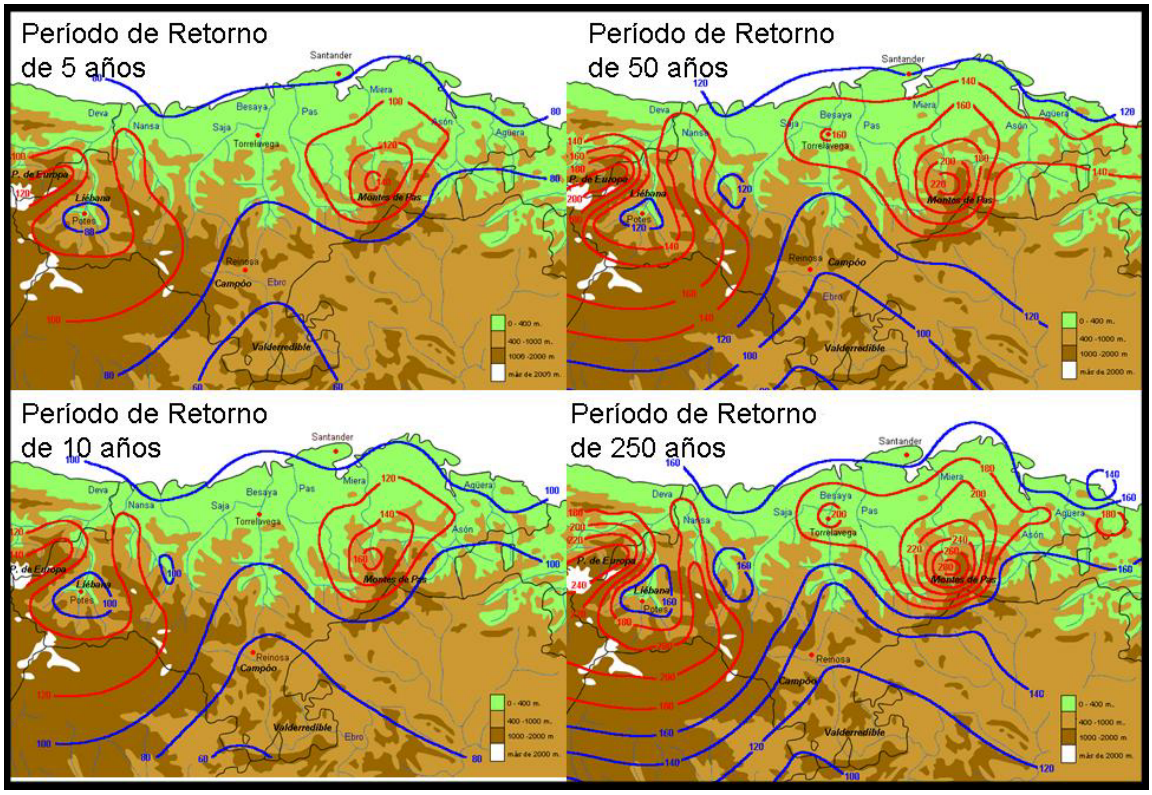


Fig. X-8.- Cálculo del Período de Retorno según la BTM para la región de Cantabria.

- **Período de Retorno del caudal máximo de avenida:**

Respecto a los períodos de retorno del caudal máximo que puede producir una avenida también se efectuaron cálculos realizados en distintos años de la CHN que se exponen en la tabla X-V:

ESTUDIO (m^3/s)	T-25	T-50	T-100	T-500
CHN (1)		469	521	642
FLTQ-CHN (2)	700	800	1025	1500

TABLA X-V.- Período de retorno de caudal máximo en m^3/s en la cuenca del Pas-(Aforo de Puente Viesgo). CHN (1): Primer estudio de la CHN en 1986; FLTQ-CHN (2): Segundo estudio de la CHN con motivo del proyecto de la construcción de la canalización, corroborado por la FLTQ en 1995.

En principio, las diferencias radican en que el estudio de la CHN (1), de 1986 sobre los ríos de Cantabria, tomaba como referencia la serie del aforo de Puente Viesgo abarcando sólo los 357 km^2 que drenan la cuenca alta y media del Pas. Sin embargo, la considerada por la CHN, a principios de los noventa y para el proyecto de canalización, el cálculo se efectuó tomando de referencia toda la cuenca y la serie de precipitación y

caudal analizados eran más largas. Principalmente, se incluyó un estudio de riesgo denominado HEC-2 (*"The Hidrologic Engineering Center del U.S. Army Corps of Engineers. Univ. Davis (California)"*), en el que se calcula los *"calados"* del río en régimen permanente con un caudal constante igual al máximo que se ha determinado previamente para la avenida considerada, en los distintos períodos de retorno. La determinación de estos *"calados"* se efectúa mediante la realización de la correspondiente curva de remanso en el río, a partir de una sección en la que se determinan previamente sus características hidráulicas, es decir: calado, velocidad y energía específica. Las ecuaciones que se aplicaron para el caudal fueron: las de la *conservación de la energía*, *teorema de Bernouilli*, *ecuación de la continuidad* y la *fórmula de Manning* o de *pérdidas de carga*. Mientras que para las precipitaciones se utilizó el método de *Gumbel* (en INM, 1998; MMA, 1998). Todo ello se concreta en el ábaco de Seybert en el que se relaciona, para los distintos períodos de retorno, el caudal de agua máximo en metros cúbicos por segundo en un kilómetro cuadrado (Fig. X-9)

De todos estos análisis se obtiene la conclusión de que el caudal máximo para que se produzca una inundación en el Pas se encuentra con valores un tanto superiores a $1 m^3/s/km^2$.

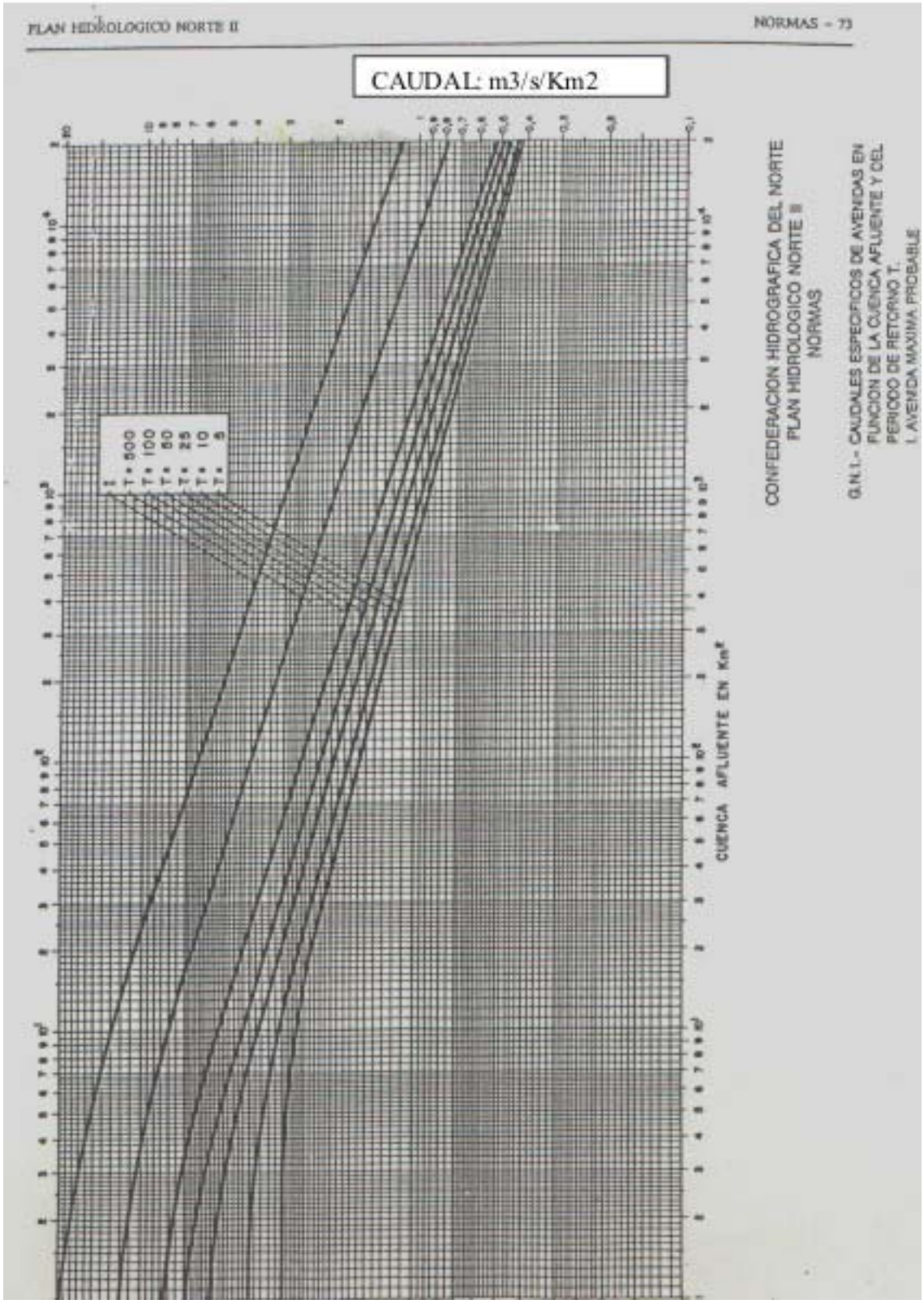


Fig. X-9.- Ábaco que sirvió para calcular el período de retorno del caudal de avenida del Pas durante el proyecto de canalización (CHN, 1995).

- Cálculos de Período de Retorno del caudal máximo efectuados para el proyecto:

Debido a que los cálculos efectuados por la CHN a los que hemos tenido acceso finalizaban con los datos del año 1995 (último período de registro), hemos podido hacer una ampliación de los resultados obtenidos en la Tabla X-IV.

Para ello, he decidido aplicar el método de Gumbel igualmente, para aproximarme al valor del caudal del Pas en la serie anual de 1969-1995. Una vez determinado el valor estadístico, lo relacionaremos con los parámetros registrados en las inundaciones de 1977 y 1986 que servirán como umbrales de referencia.

Primero, se ha establecido el Período de Retorno del caudal máximo respecto a la media diaria (Tabla X-VI); y, posteriormente, cual es el Período de Retorno de pulsaciones máximas (Tabla X-VII).

Periodo de retorno	Factor de frecuencia	Caudal maximo probable
Cada años: T_j	k_j	X_j
5	0,87843252	**202,198** $m^3/s.$
10	1,56030538	**239,890** $m^3/s.$
15	1,94501229	**261,156** $m^3/s.$
20	2,21437420	**276,046** $m^3/s.$
25	2,42185355	**287,516** $m^3/s.$
30	2,59064386	**296,846** $m^3/s.$
50	3,06099920	**322,847** $m^3/s.$
100	3,69542549	**357,917** $m^3/s.$

TABLA X-VI.- Resultados del Período de Retorno para que se registre un caudal medio diario máximo determinado por Gumbel según el Aforo de Puente Viesgo (1969-1995). Elaboración propia.

Este período de retorno solamente serviría para la cuenca vertiente controlada por el aforo. Se puede observar que cada 5 años existe posibilidad de que circule un caudal máximo de media diaria en el Valle de Toranzo hasta la localidad de Puente Viesgo de 202 m^3/s. Aunque la canalización sea capaz de evacuar hasta 640 m^3/s evitando que se inunde el tramo medio del Pas. Esto no descarta que ese volumen si pueda anegar el tramo bajo que no se encuentra defendido. Un ejemplo de esto

aconteció en 1986, donde una crecida desbordó en la localidad de Renedo, en el segmento aguas abajo a la canalización del arroyo "Carrimont" (GARMENDIA, 1987). Este efecto puede ocurrir igualmente en el río. En 1977, el caudal medio de otra avenida fue de 178 m^3/s, según nuestro cálculo, con un retorno inferior a los 5 años. La avenida de 1983, con un caudal de 226 m^3/s correspondería a su vez con un Período de Retorno de entre 5 y 10 años. Es decir, *a priori,* puede ocasionar inundaciones de cierta importancia cada 10 años (Tablas X-VI y X-VII).

Periodo de retorno	Factor de frecuencia	Caudal máximo probable
Cada años: T_j	k_j	X_j
5	0,90486988	**348,331 m^3/s.**
10	1,60263654	**411,306 m^3/s.**
15	1,99631059	**446,836 m^3/s.**
20	2,27195106	**471,713 m^3/s.**
25	2,48426655	**490,875 m^3/s.**
30	2,65699120	**506,464 m^3/s.**
50	3,13831006	**549,904 m^3/s.**
100	3,78752422	**608,496 m^3/s.**

TABLA X-VII.- Período de Retorno para la pulsación máxima de caudal en el río Pas (1969-1995). Elaboración propia.

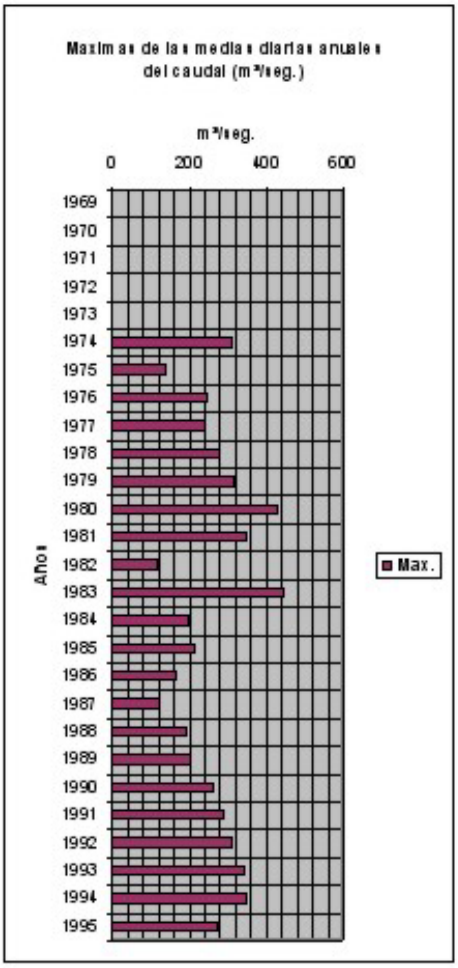
Hay que destacar cómo el análisis de las pulsaciones máximas de caudal que se pueden reproducir en el Pas no incluye los valores registrados en el año 1977 (244 m^3/s). Por lo que es de suponer que el período de retorno para la avenida de dicho año, según este método estadístico, es inferior a 5 años y sus efectos considerables en la cuenca baja. Esto fue porque las precipitaciones se concentraron en dicha cuenca a diferencia de lo sucedido en el tramo medio del río (donde está el aforo), sector en que las precipitaciones fueron menos intensas. Por lo tanto, fue el Pisueña el que desbordó y produjo la inundación de 1977. La de 1983 tuvo una pulsación máxima de 447 m^3/s, correspondiendo a un período de retorno de unos 15 años.

A continuación, se aporta el desglose de las operaciones efectuadas para el método Gumbel definido con anterioridad en el apartado metodológico:

Calculo de probabilidades de caudales punta anuales (Metodo de Gumbel)
Para periodos de retorno de 5,10,15,20,25,30,50 y 100 años

a) Calculo de las maximas anuales de los caudales maximos diarios (m³/seg.), entre los años 1969 y 1995

Año	Max.
1969	
1970	
1971	
1972	
1973	
1974	314,500
1975	141,000
1976	250,600
1977	244,200
1978	281,000
1979	320,500
1980	431,500
1981	353,900
1982	123,500
1983	446,980
1984	201,500
1985	217,000
1986	170,500
1987	124,200
1988	193,500
1989	206,981
1990	267,295
1991	290,418
1992	313,430
1993	345,901
1994	350,251
1995	277,977



b) Calculo de las medias y desviacion estandar de las series de maximos de años "X"

Nº de años de la serie	M =	22	
Periodos de retorno:	T_i =	5,10,15,20,25,30,50,100 años	
Media estandar:	m_x =	266,665	$m_x = \sum X_i / M$
Desviacion estandar:	S_x =	90,252	$S_x = \sqrt{[(M \times \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2)/(M \times (M - 1))]}$

c) Calculo de la variable reducida "y" $y = -Ln[Ln((M+1)/i)]$

Nº de orden	Variable reducida
i	y
1	-1,14278681
2	-0,89295948
3	-0,71142017
4	-0,55915846
5	-0,42268683
6	-0,29545286
7	-0,17360372
8	-0,05453806
9	0,06371791
10	0,18283074
11	0,30435504
12	0,42987938
13	0,56116348
14	0,70029892
15	0,84993196
16	1,01361283
17	1,19639865
18	1,40599736
19	1,65519270
20	1,96781472
21	2,39720595
22	3,11335066

d) Calculo de las medias y desviacion estandar de la variable reducida "y"

Media estandar $m_y =$ 0,52677927 $m_y = \sum y_i / M$

Desviacion estandar $S_y =$ 1,07547034 $S_y = \sqrt{[(M \times \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2)/M^2]}$

e) Calculo del factor de frecuencia k_J y del caudal maximo probable para cada periodo de retorno.

$k_J = (-Ln[Ln(T_J/(T_J-1))])/S_y$

$X_J = m_x + k_J \times S_x$

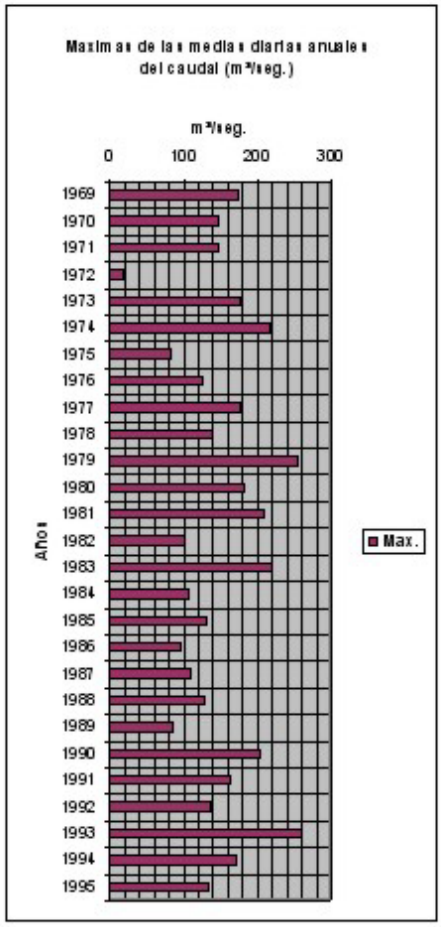
RESULTADOS

Periodo de retorno Cada años: T_J	Factor de frecuencia k_J	Caudal maximo probable X_J	
5 años	0,90486988	**348,331**	m^3/seg.
10 años	1,60263654	**411,306**	m^3/seg.
15 años	1,99631059	**446,836**	m^3/seg.
20 años	2,27195106	**471,713**	m^3/seg.
25 años	2,48426655	**490,875**	m^3/seg.
30 años	2,65699120	**506,464**	m^3/seg.
50 años	3,13831006	**549,904**	m^3/seg.
100 años	3,78752422	**608,496**	m^3/seg.

Calculo de probabilidades del caudal max. medio diario anual (Metodo de Gumbel)
Para periodos de retorno de 5,10,15,20,25,30,50 y 100 años

a) Calculo de las maximas anuales de los caudales max. medios diarios (m³/seg.), entre los años 1969 y 1995

Año	Max.
1969	177,000
1970	148,200
1971	147,850
1972	20,550
1973	178,000
1974	220,200
1975	83,800
1976	127,000
1977	178,000
1978	141,000
1979	257,000
1980	185,500
1981	210,025
1982	103,900
1983	222,600
1984	109,100
1985	134,000
1986	98,800
1987	110,400
1988	131,200
1989	85,691
1990	205,235
1991	165,718
1992	139,333
1993	261,010
1994	172,901
1995	134,245



b) Calculo de las medias y desviacion estandar de las series de maximos de años "X"

Nº de años de la serie	M =	27	
Periodos de retorno:	T_I =	5,10,15,20,25,30,50,100 años	
Media estandar:	m_x =	153,639	$m_x = \sum X_i / M$
Desviacion estandar:	S_x =	55,278	$S_x = \sqrt{[(M \times \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2)/(M \times (M - 1))]}$

c) Calculo de la variable reducida "y" $y = -Ln[Ln((M+1)/i)]$

Nº de orden	Variable reducida
i	y
1	-1,20363410
2	-0,97042178
3	-0,80361115
4	-0,66572981
5	-0,54393149
6	-0,43207136
7	-0,32663426
8	-0,22535149
9	-0,12661497
10	-0,02918924
11	0,06794781
12	0,16570298
13	0,26493587
14	0,36651292
15	0,47135765
16	0,58050482
17	0,69516689
18	0,81682386
19	0,94735442
20	1,08923964
21	1,24589932
22	1,42228614
23	1,62602322
24	1,86982471
25	2,17746296
26	2,60223217
27	3,31407580

d) Calculo de las medias y desviacion estandar de la variable reducida "y"

Media estandar $m_y =$ 0,53319117 $m_y = \sum y_i / M$

Desviacion estandar $S_y =$ 1,10053851 $S_y = \sqrt{[(M \times \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2)/M^2]}$

e) Calculo del factor de frecuencia k_j y del caudal medio maximo probable X_j para cada periodo de retorno.

$k_j = (-Ln[Ln(T_j/(T_j-1))])/S_y$

$X_j = m_x + k_j \times S_x$

RESULTADOS

Periodo de retorno Cada años: T_j	Factor de frecuencia k_j	**Caudal maximo probable** X_j	
5 años	0,87843252	**202,198**	m^3/seg.
10 años	1,56030538	**239,890**	m^3/seg.
15 años	1,94601229	**261,156**	m^3/seg.
20 años	2,21437420	**276,046**	m^3/seg.
25 años	2,42185355	**287,516**	m^3/seg.
30 años	2,59064386	**296,846**	m^3/seg.
50 años	3,06099920	**322,847**	m^3/seg.
100 años	3,69542549	**357,917**	m^3/seg.

Por lo tanto, como consideración se desprende, que en la cuenca del Pas se podrían dar situaciones de una inundación cada 15 años (hecho que se produjo en el siglo XX) y cuyas condiciones pueden ser las siguientes:

1.- Con precipitaciones puntuales superiores a 100 mm repartidas por cualquier tramo del río, hay un riesgo de que se produzca una inundación.

2.- No es necesario que las lluvias se extiendan por toda la cuenca. Se pueden producir avenidas de cierto riesgo en el tramo bajo debido por un lado, a la incorporación y aporte de caudales (que pueden ser cuantiosos) de su afluente el río Pisueña (aguas abajo de Puente Viesgo), y por otro, a la canalización del tramo medio que si bien asegura el no desbordamiento puntual del Pas, no puede controlar los caudales de los arroyos emisarios y puede haber incrementado el riesgo aguas abajo (por el mismo efecto de lo sucedido, en 1986, en Renedo).

3.- Avenidas de importancia pueden desencadenarse en el valle con medias superiores a 200 m^3/s con períodos de retorno 10 años. Lo que implica la existencia de un riesgo considerable en la cuenca del río Pas.

10.2.2.- TIPOS DE AVENIDAS Y LA CONFLICTIVIDAD DE LOS ARROYOS:

Desde el punto de vista hidrodinámico, las inundaciones del río Pas parecen seguir las siguientes pautas de comportamiento (BÁRCENA y GARMENDIA, 2006):

a) ***Avenidas con una punta*** de crecida de tipo estacional y producida por precipitaciones intensas en un intervalo de espacio temporal muy corto. Con ellas, los caudales máximos diarios, en relación con precipitaciones entre 90-100 mm en menos de 24 horas, superan los 150 m^3/s. También son inundaciones que pueden ser generadores de un mayor aporte de caudal (entre 175 y 225 m^3/s) si existe un grado de saturación de suelo elevado, relacionado con la existencia de días de lluvia previos a la jornada de desbordamiento. En este caso, el día de máxima precipitación no tiene por qué superar los 80 mm en 24 horas.

b) **Avenidas con dos puntas** de crecida y que se producen de forma consecutiva con apenas 4-6 días de diferencia. La primera punta suele tener su origen con precipitaciones entre 40-60 mm ocasionadas de forma diaria y durante un período no inferior a 4 días. Todo ello finaliza con una precipitación intensa de unos 80 mm. Después de la primera crecida, suele darse una pausa de 2-3 días que culmina con otra precipitación intensa que supera los 80 mm (todavía no ha dado tiempo al desagüe en los suelos de la primera crecida) y se produce la segunda avenida con caudales superiores a los 150 m^3/s.

Estas dos primeras descripciones de avenidas son típicas de los períodos de invierno y primavera descritos en la Tabla X-VI.

c) **Avenidas catastróficas de época estival y otoñal**, vinculadas a precipitaciones intensas superiores a los 100 mm en menos de 24 horas. En aquellas juega un papel importante las características físicas de la cuenca y, donde las fuertes pendientes reducen la capacidad de almacenamiento, favorecen los procesos de escorrentía e impiden la filtración en el suelo del agua ocasionando con ello el incremento de los caudales del río Pas de forma considerable como ocurrió en Agosto de 1983 (unos 300 m^3/s).

- **El problema de los arroyos del Pas:**

Como se adelantó con anterioridad, la peligrosidad del río Pas no se encuentra exclusivamente en su cauce. En efecto, los relatos incluidos en las fuentes históricas, así como las distintas explicaciones de las gentes que, en algún momento han vivido las inundaciones de 1953 y de 1983 entre otras, alertan, sobretodo, del gran peligro que suponen los arroyos que, con estrecho cauce, biselan las laderas del tramo medio. Ejemplos hay varios, siendo el mas preciso el texto anteriormente expuesto, y subrayado donde se destaca este fenómeno. Otro, es la siguiente afirmación relativa a las inundaciones de 1736 (GONZALEZ-ECHEGARAY, 1974):

El ocho de septiembre de 1736 Toranzo (...) "padeció la inundación de agua más tremenda que jamás se ha visto ni oído; tal, que de las peñas, montes y elevados riscos brotaron ríos caudalosos y arrancaron infinitos árboles, y con gran cantidad de piedra y broza los condujeron al río llamado Pas, que pasa por medio de él, que junto a todo parecía se había venido a él el mar;

Incluso, imágenes como la representada en la Fig. X-10, en la que se presenta la población de Alceda en un momento posterior a la inundación ocasionada, no por el río, si no por el torrente que atraviesa esta población y, que además, según la crónica del Diario Montañés de 1931 tuvo las siguientes características:

"Ayer a eso de las cuatro y media de la madrugada descargó una horrible tormenta que arrastró con ella un verdadero ejército de seres invisibles y fieros. Una tromba de pedruscos, silbó en el aire cruelmente, se desataron todas las furias de la naturaleza y un huracán endemoniado vino a intranquilizar a los vecinos de varios pueblos del Valle de Toranzo. (...) La ola inmensa, descendiendo de las ingentes montañas que miran desde su altura a los pueblos de Ontaneda y Alceda, vino a inundar en poco menos de media hora toda la extensión que ocupa el valle".

–ALCEDA. En el reverso de la foto original aparece el siguiente texto: "Piedras arrastradas por la tromba de agua ocurrida en este valle el día 3 de julio a las 5 de la mañana". Lo firma el fotógrafo local S. Riancho, en Alceda, a 17 de julio de 1931.

Fig. X-10.- Postal en la que se muestra el material detrítico acumulado por la torrentera (principalmente mucho canto rodado) que atraviesa la población de Alceda (valle de Toranzo) en el año 1931. Extraído de VILLEGAS (2002).

Una vez más, fueron los arroyos los precursores de la inundación.

Amós de Escalante, en 1875, comentaba acerca de los arroyos de la localidad de Bejoris (ESCALANTE, 1961):

"La vena sulfurosa mina todas aquellas cercanías, y fluye a borbollones en una y otra parte del río. En su orilla derecha se pierde inútilmente un manantial que brota en tierras de Bejoris, pueblo solariego, peligrosamente asentado a la caída de un siniestro torrente, Jonaz –que así se llama-, ... no tiene vida regular y serena, o duerme o lucha... amagando sepultar, no en ondas de agua, sino en aluviones de piedras, árboles, edificios y vivientes".

Además, hay que recordar la terrible inundación del arroyo Carrimont de los años ochenta que se cobró 3 vidas.

Todos ellos, en definitiva, son testimonios y testigos más que elocuentes para entender que en la mayoría de los casos el problema principal no es el río, sino sus emisarios. De ello se deduce que, a pesar de la canalización, los riesgos en el valle siguen aún latentes y no han sido evitados en su totalidad.

10.3.- CARTOGRAFÍA Y RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO PAS (VARGAS-MOGRO) (VER EN ANEXO LOS PLANOS DEDICADOS A RIESGOS DE INUNDACIÓN: MAPA 1, HOJAS 1, 2 Y 3).

Una vez examinadas las variables climáticas y los caudales de riesgo, se ha elaborado la cartografía a escala 1:10.000, correspondiente a la cuenca del río Pas. Lo que se pretende es identificar y localizar, de forma más o menos aproximada, cuál puede ser la extensión de dos tipos de inundación: la correspondiente al período de retorno de 15 años y la relativa al período de retorno de 100 años:

1.- Cartografía de los riesgos de inundación para un Período de Retorno de 15 años: basándonos en el estudio de los sectores que quedaron anegados por el Pas en la cuenca baja en 1983. La información empleada ha sido tanto la aportada por el análisis de campo como la obtenida a partir de las encuestas. Hay que señalar que en los PLANOS 1 y 2 se ha tenido en cuenta la influencia que puede ejercer el estuario y sus mareas.

2.- Cartografía de los riesgos de inundación para un Período de Retorno de 100 años: para su estudio, al no haber encontrado testigos aluviales de la misma ni testimonios en el análisis de campo, la cota de inundación marcada en los planos se determinó por una mera extrapolación informática.

Una vez recorrida la cuenca y cartografiada la posición de los retazos sedimentarios testigos de la avenida de 1983, se comprobó que la lámina de agua sobrepasó la curva de nivel de 5 m, umbral que será determinante en el análisis cartográfico.

Esto se observó en:

1.- **Mogro** (margen izquierda) dónde la existencia de las viejas marismas, desecadas en el siglo XIX, presentan facilidades para ser cubiertas. Hecho que aconteció aquel año al llegar la altura del agua hasta las inmediaciones del hotel "El Desierto" y que afectó igualmente a la estación de F.E.V.E. (Ferrocarriles Españoles de Vía Estrecha) de Mogro. También anegó los parajes donde hoy se encuentra el campo de Golf de "Abra del Pas" y a las mieses colindantes. La altura del agua superó las curvas de nivel de 3-5 m en la pleamar (Figs. X-11, X-12 y X-13).

Fig. X-11.- Llanura de inundación en el sector comprendido entre los pastizales de Mogro (primer plano) y la población de Piélagos (al fondo), correspondientes a las marismas desecadas en el siglo XIX. En 1983, la inundación las cubrió totalmente. El hotel "El Desierto" se encuentra ubicado a la misma altura que estas mieses.

Fig. X-12.- Área inundada (marisma de la Fig. X-11) en la pequeña avenida del 20 de Marzo de 2007.

En efecto, el tramo bajo tiene como riesgo añadido la influencia ofrecida al efecto de las mareas. Sirva de ejemplo, el caso reciente del 20 de Marzo del año 2007. Con la llegada de un fuerte temporal y la coincidencia de una pleamar de coeficiente alto (109), exactamente un minuto después de la misma (11:15), se originó una inundación en las praderas que antaño fueron marisma con sólo una precipitación de apenas 40 mm (D.M., 2007)- (Fig. X-12).

Fig. X-13.- Antigua marisma de la "Unquera" en Mogro. Hoy en día se ubica en la misma un campo de Golf. Durante la inundación de 1983 se cubrió en casi toda su totalidad.

2.- **Puente Arce-Oruña** (margen izquierda): en esta población todavía quedan huellas en las escaleras de algunas casas. Además, los encuestados coincidían en que el agua llegaba hasta sus rodillas, cubriendo gran parte de la carretera que une el pueblo de Vioño con Puente Arce y Oruña. Por ejemplo, en el restaurante "Setién", a unos 100 m de distancia del río, el nivel del agua casi sobrepasó la barra de su cafetería-bar. Estos hechos permiten establecer que la cota de inundación sobrepasó las curvas de nivel de 4-5 m (Fig. X-14).

Fig. X-14.- Nivel que alcanzó el agua durante la crecida de 1 de Febrero de 2001 en las proximidades de Puente Arce. Su altura se alzaba a más de 3 m del taiweg. Durante la inundación de 1983, la altura de la crecida sobrepasó en 1-2 m por encima de este punto.

Fig. X-15.- Caída de un árbol en la margen derecha por efecto del el socavamiento lateral que las aguas del río originan en esta orilla.

Además, en la actualidad, y a la altura de Barcenilla, el cauce del río está desplazándose hacia la margen derecha. Esto se puede apreciar en los alrededores del "Molino de la Trampa" dónde existe una isla compuesta principalmente por arenas, y el Pas la está mordiendo lateralmente, produciendo un socavamiento que está descalzando los troncos de árboles de gran envergadura (Fig. X-15).

3.- **Barcenilla** (margen derecha): Allí todavía quedan restos de aluviones y cantos en la llanura próxima sita a 5 metros sobre el cauce ordinario. En la Fig. X-16 se observa la planicie que fue inundada en 1983.

Fig. X-16.- La casa muestra aproximadamente el límite del desbordamiento del río Pas en 1983. El río se sitúa al fondo y en esta llanura aún quedan aluviones de aquella crecida.

4.- **Salcedo y mieses de Quijano** (las dos márgenes), con una elevación similar a los otros puntos.

Además, este sector está sufriendo en los últimos años cambios relevantes en la configuración del cauce. En la Fig. X-17 se observa cómo el Pas ha zapado hasta hace muy poco (según el dueño de la finca) una extensión de unos 150 x 60 m de la margen izquierda. Recientemente la CHN reforzó las márgenes de este tramo.

Fig. X-17.- Orilla erosionada (margen izquierda) por las aguas del río entre las poblaciones de Salcedo y Oruña. En la actualidad hay un plan de recuperación y de protección de la margen.

A escasamente un kilómetro aguas arriba del anterior paraje, se ubica la presa desmantelada de Salcedo que, en su época, sirvió para un aprovechamiento hidroeléctrico. También allí, el río intenta socavar la margen izquierda y está desmantelando el dique de contención que, según parece, no es la primera vez que lo hace (Fig. X-18).

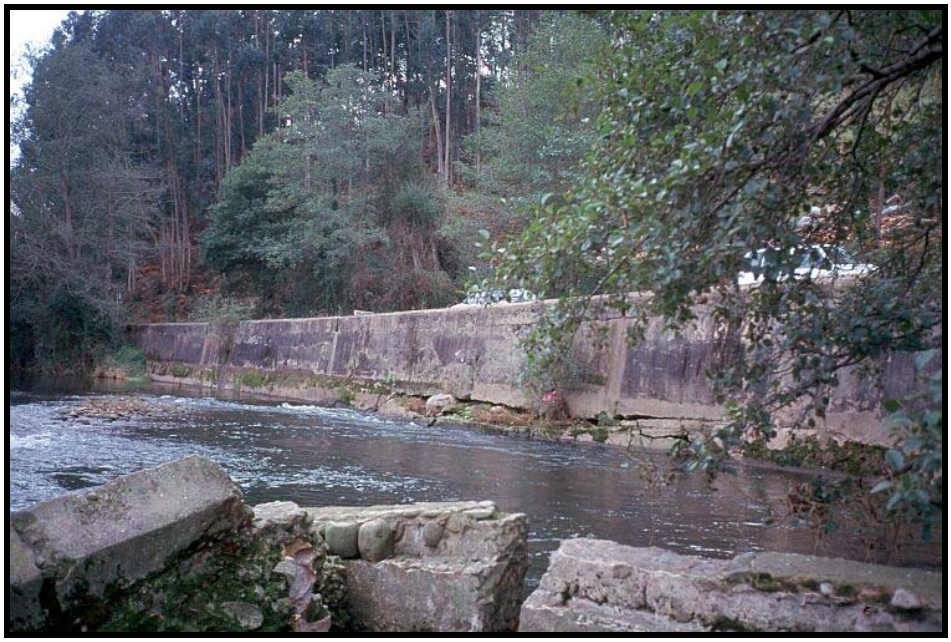


Fig. X-18.- Presa de Salcedo. En la actualidad el río está mordiendo la margen izquierda, haciendo peligrar el trazado de la carretera que une la población de Vioño con Oruña. Adviértase, el notable grado de deterioro que ofrece el muro de contención.

5.- Y finalmente, el sector comprendido entre las poblaciones de **Vioño** y **Renedo** (las dos márgenes), dónde la inundación sobrepasó el "Carrimont" y dónde el Pas se ha desbordado varias veces.

10.4.- LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN EN EL TRAMO MEDIO (VALLE DE TORANZO):

Aparentemente, no parece que tenga mucho sentido realizar una cartografía de los riesgos de inundación en este tramo canalizado, donde la infraestructura está pensada para evacuar, sin desbordamiento, una avenida superior a los 600 m^3/s con período de retorno de 500 años. Sin embargo, se ha mencionado que no se han eliminado totalmente dichos riesgos, a causa del papel que pueden jugar los cauces de los emisarios que alimentan el Pas. Por otro lado, durante el análisis efectuado en el campo, en los últimos años se han sucedido pequeñas crecidas, de las cuales, estudiaremos la correspondiente al día 28 de Enero de 2001. La precipitación que se registró en Villacarriedo fue de 60 mm. Desconocemos, por el ya mencionado cierre de las estaciones en el río Pas, cuáles fueron las registradas realmente en este sector. Para ello, se recorrió el segmento canalizado de la cuenca media y se observaron los siguientes hechos:

1.- En algunos sectores, el agua alcanzaba una altura notable, faltando nada más que 1-2 m, para sobrepasar el límite de la canalización (situación de *"bankfull"*), como fue en el caso de las inmediaciones a las localidades de Borleña e Iruz. En esta última población, fue donde se experimentan los cambios de caudal más bruscos, dado que durante los meses de sequía, el lecho del río no disponía de agua ya que esta fluye a través del acuífero existente en este sector (Fig. X-19a, X-19b y X-19c). Sin embargo, en momentos de crecida, es un tramo donde las aguas corren con bastante virulencia a causa de ser el sector de evacuación de la canalización efectuada entre 1983 y 1994.

Fig. X-19.- a) y b) Situación del Pas a la altura del "Puente de la Unión Deseada" en Iruz, durante momentos que no son de avenida: a) Agosto de 2001; b) Abril de 2002; c) Altura de las aguas del Pas durante una crecida (Enero de 2001) cerca del "Puente de la Unión Deseada". Las aguas fluyen con notable violencia y su cota se encuentra próxima a desbordar el cauce (2 m) y a anegar la llanura de inundación.

2.- También se ha estudiado la respuesta de los arroyos a estas precipitaciones moderadas. Y efectivamente, como se viene explicando, se pudo detectar la tendencia de algunos arroyos a desbordarse. Un ejemplo coincidió con un emisario de escaso caudal por lo habitual, en la localidad de Borleña. Sin embargo, esta, por efecto de la pendiente y exceso de carga hídrica generó una pequeña "cascada" que terminó por anegar un sector de la carretera Borleña- Santiurde de Toranzo (Fig. X-20)

Fig. X-20.- Desbordamiento en cascada de un emisario en las cercanías de Borleña (Enero de 2001).

Pero no sólo los arroyos con fuerte pendiente llegaron al límite de su cauce. En la margen derecha, en las inmediaciones de la localidad de San Martín de Toranzo, también hubo emisarios del Pas que no pudieron contener el agua en sus lechos e inundaron alguna finca y caminos vecinales (Fig. X-21).

En definitiva, sí con ocasión de precipitaciones moderadas y de escasa intensidad se ha podido apreciar cómo los emisarios del Pas tienen facilidad para sobrepasar su cauce, es muy factible que, en caso de lluvias convectivas y con precipitaciones mayores a los 100 mm (como las del año 1983), puedan ocasionar inundaciones en la cuenca media del Pas, a pesar de las canalizaciones efectuadas.

Fig. X-21.- Pequeño desbordamiento del cauce de un arroyo a la altura de San Martín el 28 de Enero de 2001-(margen derecha del Pas).

10.5.- EL ESTADO GEOAMBIENTAL DEL RÍO PAS Y SUS ARROYOS (VER ANEXO PLANOS DE CONTAMINACIÓN):

En este apartado se desarrollará el estado geoambiental en que se encuentran las aguas del río Pas y la de sus arroyos emisarios. En una primera fase, se han efectuado diversos análisis en las aguas del río Pas y de sus afluentes y, en una segunda, sobre suelos de distintos puntos de la cuenca:

A. - Los análisis de agua efectuados **en los arroyos** se realizaron desde el tramo medio (Entrambasmestas) hasta la desembocadura en Mogro. Se han descartado parajes del valle más altos pues la población es allí escasa y el río tiene pocos kilómetros de recorrido. Debido a la dificultad que ofrece el análisis de las aguas de casi 40 arroyos, las determinaciones se han encaminado exclusivamente hacia la obtención de parámetros sencillos para ver sí podían revelar algún foco de contaminación: pH, conductividad, temperatura (del agua y ambiental), y

oxígeno disuelto. Para ello, se llevaron a cabo dos campañas: una en época estival (estación donde el descenso del caudal puede aumentar la proporción de contaminantes por litro de agua) y otra, en un momento que se consideró oportuno pues existió una recarga de los arroyos días después de una precipitación moderada. En total han sido unas 82 mediciones en un año cuyos resultados se han plasmado en una cartografía correspondiente a los arroyos más contaminados de este sector.

B. - En **el río Pas** donde, como ya se apuntó, se establecieron 5 estaciones de control. En ellas se han efectuado más de 60 análisis de los siguientes parámetros: pH, conductividad, temperatura (agua y ambiental), alcalinidad, oxígeno, dureza y una campaña exclusiva de nitratos. Igualmente se incorpora una cartografía de los tramos del río con mayor contaminación.

C. - En la cuenca del Pas existen distintos embolsamientos de agua subterránea pertenecientes a acuíferos de mayor o menor tamaño y colgados con respecto al río. Uno de ellos, el de La Picota será objeto de estudio por distintos motivos: de él provienen distintos caudales con los que se abastece de agua a la población colindante y a varias cabañas ganaderas; hay cierta facilidad en su acceso perimetral; está próximo a la zona de protección del Parque Natural de Liencres y, además corre el riesgo de ser alterado por la planificación urbanística del Municipio de Renedo de Piélagos.

D. - Finalmente, el estudio de polución de los suelos se realizó desde el estuario hasta la llanura de inundación de la cuenca media (valle de Toranzo)**.** Puesto que la contaminación también puede llegar a la desembocadura del Pas mediante las mareas llenantes, se han efectuado por un lado, una serie de análisis concretos de suelo y de agua del río en distintos sectores externos al Pas. El objetivo principal de esta analítica ha sido detectar la presencia de minerales/metales de alto grado de toxicidad tales como: Pb, CaO, Cu, Cr, Zn, Hg. Y por otro, detectar si estos metales se encontraban presentes o no en las aguas del río Pas.

10.5.1.- LA CONTAMINACIÓN EN LOS ARROYOS DEL PAS (TABLA X-VIII):

Los parámetros a utilizar con el fin de evaluar la calidad del agua son siempre complicados. Los criterios que se van a utilizar sobre el estado de las aguas en los arroyos son (MOPT, 1982; CANTERAS, 1984):

1.- Oculares: presencia visible de vertidos sólidos y disueltos. Aguas turbias.

2.- Olfativos: en muchos casos son coincidentes con el anterior.

3.- Determinación de Oxígeno: sí las aguas del arroyo están por debajo de 3 mg/l, su calidad es deficiente, y más todavía si no se halla estancada y por su lecho hay flujo.

4.- La conductividad: hay que conocer primero, si el arroyo ha pasado por roquedos de alta solubilidad, pues pueden producir registros elevados sin que haya contaminación. Una vez descartada esta posibilidad, el umbral que manejaremos, para determinar si existe contaminación, será el de 500 microS (MicroSiemens). Por ejemplo, si en un arroyo de corto recorrido se le detectan valores superiores a los 500 microS, y además, le acompañan otros análisis que indiquen contaminación (oxígeno por debajo de 5mg/l, alto contenido en carbonatos, etc.), el arroyo será catalogado como en *mal estado*.

5.- pH: cualquier valor extremo que sea inferior a 6 (aguas ácidas) o superior a 9 (agua alcalina) nos indicará la presencia de contaminantes en el agua del arroyo.

Con todo ello se ha efectuado la cartografía correspondiente (ver anexo de Planos de Contaminación MAPA 2, HOJAS 1, 2, 3, 4 y 5) y la siguiente Tabla (X-VIII):

	ANALISIS CUATRIMESTRAL 2000-2001			pH		CONDUCTIVIDAD		OXIGENO		TEMPERATURA AGUA	
	Codigo Arroy en Plano	Nombre	Localización	Año 2000 Ago	Año 2001 Abr	Año 2000 Ago	Año2001 Abr	Año 2000 Ago	Año2001 Abr	Año 2000 Ago.	Año 2001 Abr.
MARGEN	1	Río Magdaleno	Entrambasmestas	7	7,17	180	178	>5	>5	18	9,9
I	2	Ayo.Calabozo	Entrambasmestas	6,67	7,5	92	48	>5	>5	15,6	10,9
Z	3	Ayo.La Canal	Bº San Lorenzo	7,1	7,22	141,2	54	>5	>5	15,6	11
Q	4	Ayo. Callejo	Vega Ontaneda	seco	7,52	seco	239	seco	>5	seco	14,5
U	5	Ayo. Saramillo	San.Vic.Tor-Villaga	seco	7,07	seco	419	seco	4,6	seco	13,4
I	6	Rgto. Perojos	Villagar	seco		seco	240	seco	>5	seco	
E	7	Ayo. La Llana	Borleña	7,9	7,42	355	240	>5	>5	16,4	7,42
R	8	Rgto. Viñarejo	Prases	7,87	7,35	358	299	>5	>5	16,6	10,1
D	9	Rgto.Requejada	Cillero	seco	seco	seco	seco	seco	seco	seco	seco
O	10	Rgto.del Avelló	Cillero		7,85		288		>5		12,9
	11	Rgto.Gosopera	Corvera-Aes, 362Km	6,82	7,34	331	187	5,71	6,34	17,8	12
	12	RSN*	AES	7,44	7,99	385	232	>5	>5	16,3	12,4
	13	Ayo.Trelampo	Pte.Viesgo-Presa	6,9	7,84	551	335	>5	>5	17,9	12,8
	14	RSN*	Pte.Viesgo-Vargas	6,65	7,11	227	124	>5	>5	17,8	12
	15	RSN*	Pte.Viesgo-Vargas	seco	7	seco	135	seco	>5	seco	14,6
	16	RSN-La Cortado	Las Presillas	6,4	7,4	247	218	>5		17	16,3
	17	Ayos.San Julian	Zorita-Fábrica	6,6	7,19	364	170	>5	5,93		17
	18	Con San Pedro	de Vidrio	6,6	7,38	364	318	>5	6,1	21	16,8
	19	RSN*	SALCEDO	6,2	7,25	542	310	>5	2,5	20	17
	42	PUENTE ARCE	Junto al puente		7,7		356		6,3		14,3
D	43	RSN*	Pasad.Barcena Tor	6,83	7,5	112,9	45	>5		16,5	11,3
E	20	Ay.Corral Mayor	Bº Corral Mayor	seco	7,51	seco	138	seco		seco	11,3
R	21a	Rgto.Troneda	San Martín Toranzo	7,25	7,87	322	143	>5		14,3	11,5
E	21b	RSN*	VEJORIS	seco	7,62	seco	198	seco		seco	11,4
C	22	Rgto.Juanas	San Martín Toranzo	6,8	7,62	447	190	>5		17,5	11,9
H	23	RSN*	Santiurde	7,48	7,91	441	288	>5		18,7	12,1
O	24	RSN*	Pte.Unión.Izda	7,16		418		>5		16,2	
	25	RSN (sanguijue)	Villasebil	7,27	7,72	542	466	>5	2,5	18,9	11,8
	26	RSN*	Ant.Iruz-¿crucefut?	7,3	7,95	374	253	>5		19,2	12,2
	27	Ayo."cantera"	Pasado Iruz	7,29	8,25	354	266	>5	7,4	19	12,4
	28	PISUEÑA	PasadoVargas	6,96	7,54	352	221	9,5	5,5	19	17,1
	29	Ayo.Cello	Canalic?-Carandía	seco	6,86	seco	146	seco	4,1	seco	15,4
	30	RSN*	"vallecito"	6,6	6,88	405	188	5	5,7	21	17,6
	31	Río Carimont	RENEDO	6,57	6,95	765	256	1	5,6	29	16,7
	32	RSN*	Quijano-Campo fut	6,4	6,93	442	254	2,3	7	21	14,7
	33	RSN*	Ant.Barcenilla	6,6	7,03	403	165	>5	5	19	14,6
	34	Ayo.Torazo	Barcenilla	6,64	7,19	393	185	>5	6	19,5	15,3
	35	Ayo.Del Valle	Boo-Bajo Pte Ferro	8,04	7,5	740	659	>5	5	19,5	15,2
	36	Ayo. Del Cuco	Boo-Casa	7,5	7,24	880	735	>5	3,9	19,5	17

TABLA X-VIII.- Localización y resultados de los arroyos analizados. Los arroyos con color morado son los más contaminados (Ayo. = Arroyo; Rgto. = Regato; RSN = Arroyo sin denominación toponímica).

- **Resultados:**

Después de aplicados los criterios, se ha estimado que 15 arroyos (de los 41 analizados) ofrecen una calidad de sus aguas por debajo de lo deseable (Tabla X-VIII). La mayoría de ellos drenan las vertientes del tramo bajo del valle del río Pas. Entre ellos destacan:

a) El arroyo Carrimont en Renedo (Fig. X-22). En sus aguas se han llegado a registrar sólo 1mg/l de oxígeno y una temperatura excesiva y próximas a los 29º C (Agosto de 2000). Dicho cauce sufre vertidos de toda índole: purines de las distintas ganaderías (vacuna y porcina) desde su cabecera y los residuos lácteos de la empresa SAM-KAIKU que, a pesar de existir

depuradora, parece no estar en buen estado. Debido a esto, se realizó una campaña más completa, efectuando diversas analíticas. El resultado fue el siguiente (medición del 23 de Abril):

-pH: 7,17
-Conductividad: 664 microSiemens/cm
-Temperatura del agua: 11,8
-Alcalinidad 270 mg/l de $CaCO_3$
-Dureza: >500 mg/l de $CaCO_3$
-Nitratos: 28,9 mg/l
-Oxígeno disuelto: 0,3 mg/l
-CO_2: 50 mg/l

Fig. X-22.- Arroyo Carrimont en su tramo medio. Se pude observar como sus aguas son turbias a causa de la alta concentración de los residuos generados por los purines de las cabañas ganaderas cercanas. (Agosto de 2000).

El arroyo Carrimont parece ser de los más contaminados que vierten al Pas si se compara la escasísima calidad de sus aguas con las de otros emisarios.

Los resultados son bastante concluyentes. Sólo con la apreciación de los valores del oxígeno disuelto se detecta una fuerte contaminación. Según criterios establecidos por la Unión Europea-(UE), este parámetro no es conveniente que baje de 5 mg/l: en el Carrimont, ni siquiera se ha llegado a 1 mg/l. La dureza experimenta un valor espectacular que, en este caso, corresponde a un hecho natural: la cabecera del arroyo se nutre de aguas procedentes de un diapiro que, por lo general, llevan en disolución bastantes sales. Los nitratos son elevados pero permisibles, ya que no superan los 50 mg/l, que es lo aceptable por la UE. El dióxido de carbono es relativamente alto y quizás puede estar indicando la presencia de algas nitrófilas relacionadas con los nitratos y que pueden ser las que estén consumiendo el oxígeno. En síntesis, aguas notablemente eutrofizadas.

En el año 2007, el Carrimont ha sido objeto de un peritaje por vertidos al mismo y está pendiente de una sanción la empresa porcina sita en la cabecera del arroyo[3]. Los análisis del mismo se obtuvieron entre los años 2003 y 2004. En ellos se obtuvieron medidas de DBO (Demanda Biológica de Oxígeno), DQO (Demanda Química de Oxígeno), amoniaco y nitratos. Las muestras resultantes incumplían la normativa de la Unión Europea -DIRECTIVA 2006/44/CE DEL PARLAMENTO EUROPEO- (D.O.U.E, 2006) relativa a la calidad de las aguas continentales. La DBO registraba valores entre 4 y 1.500 ml (sobrepasando el límite de 3 mg/l para aguas con salmónidos); la DQO también mostraba valores muy altos que variaban entre 10 y 3.145 mg/l; respecto al amoniaco, se encontraban en disolución siguiendo desde aguas arriba hacia aguas abajo, entre 4 mg/l (en cabecera) y 652 mg/l en los puntos de vertido (y el límite en este tipo de aguas está en 0,025 mg/l); y, finalmente, los nitratos, registraban valores sensiblemente más bajos, de 0,8 a 15 mg/l, que los obtenidos en el 2000.

[3] Comunicación personal de la Dra. Rosario García Gimenez de la Universidad Autónoma de Madrid que ha participado en dicha peritación.

Por otro lado, en Renedo existe otro arroyo y que no tiene nombre en la cartografía efectuada al no estar referenciado toponímicamente en los mapas topográficos del IGN. Su código numérico en la Tabla X-VIII y, en la Cartografía de esta Tesis es el "30". En definitiva, este arroyo funciona como cloaca y desaloja las aguas residuales de algunas fincas anexas.

b) Los arroyos del Cuco y del Valle, en la localidad de Boó de Piélagos, también se encuentran muy contaminados con conductividades que superan los 800 mS y que aparentemente sirven para drenar las aguas residuales del pueblo. Además, el Cuco llegó a registrar 3,9 mg/l de oxígeno, valor muy cercano al límite prefijado (más adelante los examinaremos en mayor grado de detalle con el estudio del acuífero de La Picota).

c) En la localidad de Barcenilla, el arroyo de código "33" presentó su contaminación en la campaña efectuada en Agosto de 2000 con las siguientes características: olor nauseabundo, aspecto excesivamente turbio de sus aguas y una conductividad de 400 microS, cerca del límite propuesto de 500 microS.

d) En Quijano, en la campaña efectuada en verano, el arroyo catalogado con el código de identificación "32" en la Tabla X-VIII y la cartografía, presentaba contaminación por su aspecto muy turbio, olores pestilentes, una conductividad (442 microS) relativamente elevada y, principalmente, porque sólo disponía de 2,3 mg/l de oxígeno, valor muy por debajo de lo aceptable (3 mg/l).

e) En la población de Salcedo, el arroyo identificado como "19", registró pH más ácido (6,2) y una conductividad elevada para su recorrido (supera los 500 mS). Además, sus aguas denunciaron un registro inferior a 3mg/l de oxígeno. Dicho arroyo parecía estar saturado de purines en la campaña efectuada en el verano de 2000, como se apreció en el olor característico a excrementos de ganado y el color opaco de sus aguas.

f) El arroyo con el código "27" entre las localidades de Soto-Iruz y Corrobárceno (junto a la cantera) lleva en disolución bastantes bases. Sus aguas alcanzan el valor de pH más elevado de todos (8,25) a pesar de tener poca longitud.

g) En la población de Villasebil, el arroyo "25" ha llegado a ofrecer aguas con tan sólo 2,5 mg/l de oxígeno disuelto y su olor y color no eran agradables. También presentó en las dos campañas de medida conductividades elevadas: en Agosto de 2000 por encima de 500 microS y en Abril de 2001 unos 446 microS.

h) Los regatos situados entre Corvera-Aes y Cillero: "Gosopera y el "Avelló" ("10" en la Tabla X-VIII) por aspecto y olor parecen ir cargados de aguas fecales en alta concentración procedentes de los vertidos urbanos próximos.

Se podrían citar algunos más, pero los comentados anteriormente son los que evidencian una mayor contaminación de sus aguas. No obstante, hay que puntualizar que es muy posible que existan otros arroyos contaminados que no han sido recogidos en esta tesis por distintos motivos: dificultad en acceso o que se han encontrado secos durante las campañas efectuadas.

10.5.2.- ANÁLISIS DEL RÍO PAS:

La necesidad de realizar este seguimiento en las aguas del río Pas, radica en dos hechos:

a.- Desde el punto de vista "ecológico" o "medio-ambiental", la existencia en sus aguas de una especie de fauna piscícola de gran interés (como el salmón) y la importancia de establecer cuáles son los tramos más afectados por la acción antrópica, hace casi obligatorio realizar este tipo de estudios. Además, teniendo en cuenta las últimas normativas dispuestas por la CEE sobre las aguas continentales y que para el año 2009 río debe aplicarse en este la DMA-Directiva Marco de Aguas de la Unión Europea, lo que debería suponer una mejora de sus aguas (CIMA, 2007). A su vez, el salmón, el

principal tesoro y poblador de esta cuenca, es una de las especies que corren riesgo de desaparición en España, pues necesita unos altos índices de calidad hídrica, aguas frías y claras, oxígeno disuelto superior a 7 mg/l, etc. El río Pas acoge todos los años varios centenares de estos peces, siendo uno de los pocos ríos salmoneros de Cantabria. Sin embargo, desde hace tiempo (D.M., 1986; D.M; 2001a y 2001 b) el río se ha visto amenazado por distintos vertidos. Proceden de la población urbana ubicada en el tramo de estuario y que, salvo algunas excepciones, no cuenta con estaciones de depuración de las aguas residuales. Desde que se inició esta Tesis, se han realizado varios vertidos discontinuos de cierta consideración entre los que destacaremos: el ocurrido los días 22-23 de Junio de 2001 y, otro en el mes de Septiembre del mismo año. Principalmente afectó al salmón y ambos coincidieron en su localización: las proximidades del arroyo Carrimont cuyas cualidades hídricas ya se han apuntado.

Con las variables analizadas, al final de este bloque, intentaremos establecer una comparación con los análisis efectuados en un trabajo llevado a cabo a finales de los años ochenta (ORTEGA, 1990) donde se analizaron las aguas de Cantabria y comprobar si han existido cambios.

b.- Desde el punto de vista de la Geomorfología, para comprender qué procesos químicos participan en el sistema hídrico y cuál es su papel en la calidad de las aguas.

Las campañas aplicadas a las aguas del Pas se realizaron entre el mes de Julio de 2000 y el mes de Junio de 2001 en cinco estaciones (Fig. X-23).

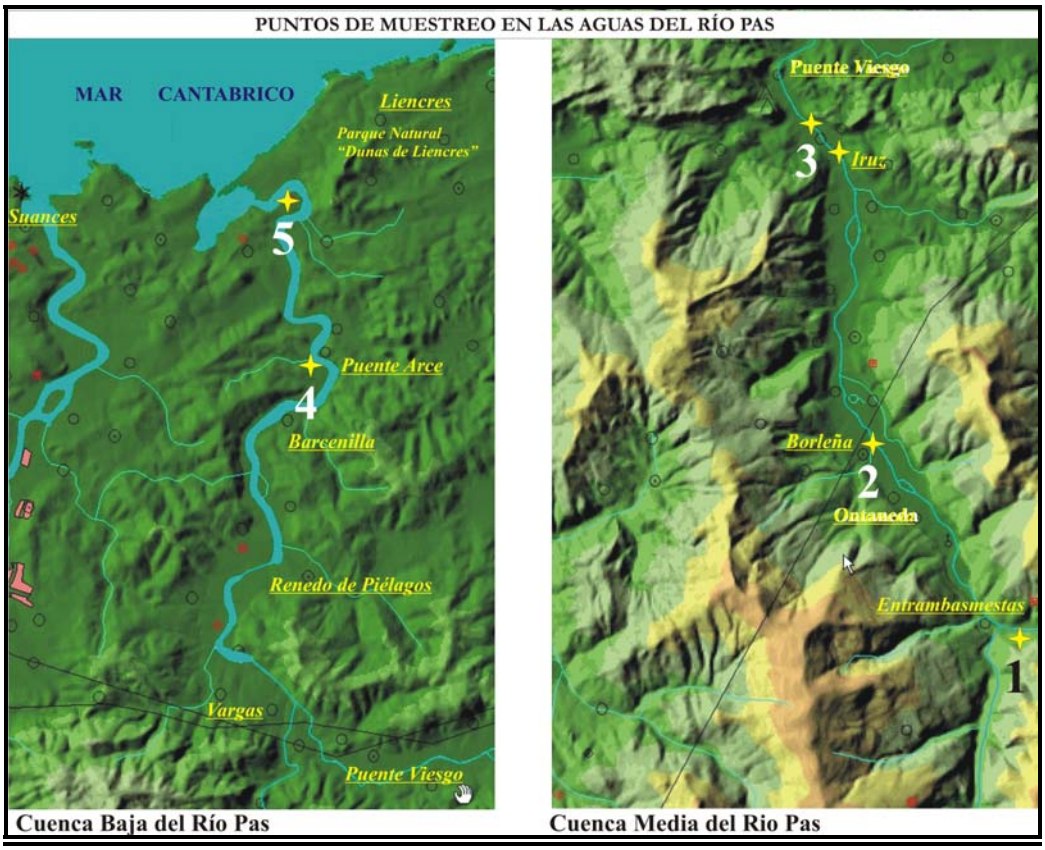


Fig. X-23.- Localización de las estaciones de muestreo en el río Pas.

- Análisis de la calidad del agua:

El estudio de los análisis hay que dividirlos en dos sectores bien diferenciados por sus propiedades físico-químicas: a) **los tramos alto y medio del río Pas** y b) la zona de **estuario** o **ría de Mogro.**

A) Estaciones de los tramos medio y alto:

- Estación de Entrambasmestas (Punto 1 en Fig. X-23) (Tabla X-IX):

La estación de Entrambasmestas está situada a unos 11 km del nacimiento. Las poblaciones que jalonan el cauce del río no tienen muchos habitantes ni actividades que puedan contaminar severamente las aguas. Por lo tanto, esta estación de muestreo siempre registra los índices de mejor calidad del agua.

ESTACIÓN: ENTRAMBASMESTAS

	2000						2001						
	Julio	Agosto	Septier	Octubre	Noviem	Diciembr	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	
Conductividad	90	91	371	136	102	66	120	50	77	83	95	99	mic.S
pH	7,01	7,02	7,52	7,16	7,31	7,03	7,05	6,9	6,53	7	7,38	7,9	
Oxígeno	9	9,6	7,9	7,5	9	8,5	7,5	7	8	8,5	8,5	6,4	mg/l
Temp.Agua	15,5	17,5	15	14,3	8,5	8,7	8	7,3	10	9,2	11,9	18,9	ºC
Temp.Aire	18	20	16	17	8,8	11,5	9,6	13,6	12	14,2	16,4	19,9	ºC
alcalinidad	60	45	180	60	24	45	55	45	60	45	50	55	mg/l de $CaCO_3$
CO2	10	10	20	15	15	10	7	5	10	5	5	5	mg/l
Dureza	42	24	270	66	30	75	55	85	75	55	40	65	mg/l de CaCO3

TABLA X-IX.- Resultados de los análisis en la Estación de Entrambasmestas.

- Conductividad: la media de esta estación es de 115 microSiemens/cm, valor que sugiere una pequeña carga hidroquímica. Son responsables de su baja conductividad su situación cercana al nacimiento y a la ausencia de roquedos con elementos de alta solubilidad. Lógicamente también descarta la existencia de contaminación en sus aguas. Quizás este valor más elevado se registró en el mes de Septiembre de 2000 (371 microSiemens/cm), presumiblemente por el bajo caudal existente y el consiguiente incremento de concentración minerales en el agua. Es decir, después de la evaporación estival hay mayor concentración de iones por volumen de agua. Este valor máximo también puede indicar un aumento de la contaminación durante los meses de verano debido al incremento poblacional en la zona durante esta época del año. Los valores menores de conductividad coinciden con el invierno debido a ser la estación de mayor continuidad de las lluvias.
- pH: la media es de 7,1. Es decir, un valor casi totalmente neutro, sugiriendo una buena calidad del agua en este tramo, ya que a las cifras que indican contaminación o deterioro del agua son las que sobrepasan 8,5 o están por debajo de 6,8. El valor máximo fue en Junio de 2001 (7,9), relativamente básico y consecuencia de la elevada temperatura del agua (18,9º C).
- Oxígeno: este parámetro es un buen indicador de la salud ambiental del agua y sirve, principalmente para determinar las posibilidades de desarrollo de la ictiofauna, que puede habitar sólo entre 4 y 9 mgO_2/l de agua. La media es de 8,1 mg/l, luego el estado del agua durante el transcurso del año ha sido bastante bueno y en ningún momento han existido valores críticos.
- Dióxido de Carbono: la media es de 9,7 mg/l. Valor bajo que sugiere la inexistencia de procesos eutróficos.

- Temperaturas: la temperatura mínima del agua se registró en Febrero de 2001 con 7,3º C, mientras que la máxima se dio en el mes de Junio de 2001 con casi 19º C. Hay que destacar que, durante el transcurso de Noviembre y Diciembre de 2000, la temperatura del agua era sensiblemente mayor (entre 8,5 y 9º C) que en Febrero; todo esto, a pesar de que las temperaturas del aire eran inferiores (entre 8 y 12º C) que en dicho mes (13,6º C). Este hecho se debió a la llegada de aguas procedentes del deshielo en las áreas cimeras donde se localiza el nacimiento del Pas, debido al aumento de las temperaturas.
- Alcalinidad: la media durante el año ha sido de unos 60 mg de $CaCO_3$ por litro de agua. Teniendo en cuenta que el valor crítico de contaminación coincide con una alcalinidad de 300 mg/l, este sector del río no parece sufrir ningún tipo de procesos de esta naturaleza. Esto ya quedaba también confirmado con los parámetros de pH y conductividad.
- Dureza: la media del año ha sido de 75 mg de $CaCO_3$/ l de agua. Como se aprecia en la Tabla X-IX, está en sintonía con la alcalinidad y, por lo tanto, hay que señalar que no es un agua dura.

- Estación de Borleña (Punto 2 en Fig. X-23) (Tabla X-X):

Esta estación de muestreo se encuentra a unos 10 km aguas abajo del anterior. Supone el punto de inflexión entre el tramo alto del río y el medio. Tiene la peculiaridad de que se encuentra en una zona kárstica de gran importancia. Es decir, unos dos kilómetros antes y en periodos de sequía, el agua del río se interna en el acuífero y, después de un cierto viaje endokarstico (de unos 2 km aproximadamente), aparece nuevamente en el lecho en un paraje situado aguas arriba en las inmediaciones de este punto de muestreo. Unos cientos de metros después, también durante periodos secos, el agua del río vuelve a desaparecer en superficie y el lecho queda seco de nuevo. Este hecho hidrogeológico incidirá, como se verá a continuación, de modo notable en los análisis efectuados.

Otras características de cierta importancia son por un lado, que este sector pertenece al tramo canalizado en los años "90" y por otro, que en la margen derecha se

extrae agua destinada al abastecimiento de la ciudad de Santander y de algunas poblaciones del Valle de Pas.

ESTACION: BORLENA

	2000						2001						
	Julio	Agosto	Septier	Octubre	Noviem	Diciembr	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	
Conductividad	305	261	712	283	175	205	208	172	85	211	163	429	mic.S/cm
pH	7,27	7,08	7,6	7,63	7,61	7,01	7,28	7,33	6,6	7,16	7,82	8,1	
Oxígeno	5	7,5	7,7	4	7,8	7,5	7,8	7,25	8	8	5,8	4,5	mg/l
Temp.Agua	17	18	19,3	16,5	11,7	10,5	9,8	10,4	13	14,6	15,8	19,4	ºC
Temp.Aire	18	20	22	17,5	12,5	14	14,1	12,9	18,6	14,2	19	20,7	ºC
alcalinidad	90	66	93	90	60	65	60	60	55	65	62	95	mg/l de $CaCO_3$
CO2	7	5	20	15	10	7	10	7	10	7	5	12	mg/l
Dureza	90	84	150	90	82,5	90	80	95	75	80	85	150	mg/l de $CaCO_3$

TABLA X-X.- Resultados de los análisis en la Estación de Borleña.

.

- Conductividad: la media es de 267 microSiemens/cm. Valor bastante más elevado que en Entrambasmestas. Se debe principalmente a la incorporación de aniones y cationes procedentes de los procesos de karstificación mencionados. Los valores más altos se registran en los meses de Septiembre de 2000 (712 microSiemens/cm) y Junio de 2001 (429 microSiemens/cm). Fueron momentos en los que el acuífero aportaba la mayor parte del agua que circulaba en este tramo del valle y, por lo tanto, se hallaba más mineralizada. No es descartable que, a su vez, pudiera existir cierta contaminación. Esto podrá confirmarse con otros parámetros.
- pH: la media es de 7,4. Es decir, un valor ligeramente básico. En el mes de Junio de 2001 se superó el pH 8, debido a que la temperatura del agua era relativamente alta (20 º C).
- Oxígeno: la media del año fue de 6,7 mg/l. Valor bastante más bajo que en la primera estación e indicando un aumento de la contaminación en estos 10 km. Se produce un momento crítico en el mes de Octubre, ya que se registran 4 mg/l, límite para la vida piscícola. Esto pudo vincularse al aumento del caudal, por la aparición de las lluvias en este mes, cuyas aguas arrastrarían contaminantes y vertidos que quedaron al descubierto en las orillas del río durante la sequía de Septiembre.
- Dióxido de Carbono: la media es de 9,6 mg/l y sólo en el mes de Septiembre de 2000 se llega a 20 mg/l, valores que implican un aumento de la población de algas.

- Temperaturas: la media del aire es de 16,9 º C y la del agua de 14,6 º C. En el mes de Junio se registró el máximo valor de la temperatura del agua con 20º C.
- Alcalinidad: la media ha sido de 71,7 mg de $CaCO_3$/l. Luego no existen indicios notables de alcalinidad.
- Dureza: la media es de 99 mg de $CaCO_3$/l de agua. Es lógicamente superior a la de Entrambasmestas, por el aumento de la mineralización enriquecida por los procesos ya comentados de karstificación. Sólo resaltar un máximo de 150 mg de $CaCO_3$/l en Junio de 2001 debido a que fue el momento de menor caudal del río. Aún así, los valores se hallan lejos de los umbrales críticos.

- Estación de Puente Viesgo-Corrobarceno (Punto 3 en Fig. X-23) (Tabla X-XI):

Este sector corresponde al tramo medio y su característica principal es que el punto de control se encuentra a unos 150 m aguas abajo de la cantera de Corrobarceno y de un pequeño salto de agua (por represamiento artificial). Esto, como se apreciará a continuación, influirá parcialmente en los análisis.

ESTACION: PUENTE VIESGO

	2000						2001						
	Julio	Agosto	Septier	Octubre	Noviemb	Diciembr	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	
Conductividad	333	335	489	305	207	230	229	199	100	229	168	346	mic.S
pH	7,49	7,2	8,39	8,12	7,3	7,22	7,59	8,05	7	8,11	7,94	8,41	
Oxígeno	7,7	6	9	5	8,5	8,5	8,5	7,8	8,5	7,5	8,2	7,5	mg/l
Temp.Agua	16	19	17,3	16,2	11,3	9,7	11,1	11,3	12,4	14,1	15,7	20,8	ºC
Temp.Aire	17	22	19,2	17,6	11,5	11	14,6	13,9	19,6	19,9	16,5	23,6	ºC
alcalinidad	96	90	102	105	90	70	100	98	75	90	100	135	mg/l de $CaCO_3$
CO2	6	7	17	17	10	10	8	10	12	10	12	10	mg/l
Dureza	90	108	165	115	90	90	120	105	90	90	90	155	mg/l de CaCO3

TABLA X-XI.- Resultados de los análisis en la Estación de Corrobarceno (Puente Viesgo).

- Conductividad: la media es de 264 microSiemens/cm aproximadamente. Es un valor bajo a pesar de estar próximos a la cantera que explota las *"Calizas de Montaña"* del Carbonífero. Hay que destacar que en los registros tomados en el periodo estival, la media es superada (por encima de 300 microSiemens/ cm) siendo el valor máximo de 489 microSiemens/cm en el mes de Septiembre de 2000, por los mismos motivos ya relatados en las anteriores estaciones para el mismo período.
- pH: la media es de 7,73. Es un registro que denota que el agua es moderadamente básica. Hay dos momentos relativamente críticos: en el mes

de Septiembre de 2000 (con un registro de 8,39) y en el mes de Junio de 2001 con 8,41 donde hay un cierto acercamiento a pH alcalinos.

- Oxígeno: como se comentó con anterioridad, la existencia del salto de agua influirá principalmente sobre este análisis. Los momentos en los que dicho salto esté activo aumentará parcialmente la concentración del oxígeno por procesos de aireación y turbulencia durante la caída del agua. La media durante el año ha sido de 7,72 mg/l (registro positivo). El mínimo coincidió con el mes de Agosto, en el que no funcionaba el salto de agua resultando un registro de 6 mg/l. No obstante, se trataba de un valor bastante aceptable.
- Dióxido de Carbono: la media anual en este tramo ha sido de 10,7 mg/l, muy similar a la registrada en los tramos anteriores. Por otro lado, en los meses de Agosto y Septiembre de 2000 se llegó a los 17 mg/l, valor vinculado a que con el período estival y el aumento de la temperatura tuvo lugar un aumento considerable de la población de algas y, por lo tanto, de la actividad fotosintética de las mismas en el agua.
- Temperaturas: la media del aire ha sido de 17,2 º C y la del agua de 14,6 º C. El máximo se registró en el mes de Junio de 2001 con un valor de 20,8º C.
- Alcalinidad: la media es de 96 mg de $CaCO_3$/l. Es un registro más elevado que el obtenido en los tramos más altos, donde se evidencia la actividad de la cantera inmediata que explota las denominadas *"Calizas de Montaña"*. El polvo liberado durante la corta de bloques es transportado en suspensión por el aire para posteriormente, caer al río por lo que la alcalinidad de las aguas es relativamente elevada. El registro máximo se midió en el mes de Junio de 2001 (135 mg/l) por la disminución del caudal en el comienzo del periodo estival aumentando la mineralización del agua (también visible en la conductividad).
- Dureza: la media es de 109 mg/l. superior a las de las anteriores estaciones. Si bien no es un valor excesivamente alto, evidencia la polución de polvo carbonático desde la cantera. El registro más alto se conoció en Junio de 2001 por los mismos motivos explicados con los análisis de alcalinidad.

B) Estaciones de la cuenca baja: el Estuario:

Este sector tiene una dinámica físico-química específica y propia de un ámbito litoral totalmente diferente al tramo medio y alto, protagonizada por la presencia de la "cuña salina" (entrada de la onda de marea). Por lo tanto, el modo de evaluación será distinto al llevado a cabo en aquellos tramos del valle. Algunos análisis como los de conductividad, dureza, alcalinidad y pH dependerán de los estados de la marea y coeficientes de la misma. Con mareas altas, tanto en la cola de estuario como en la desembocadura del mismo, las conductividades superarán, en la mayoría de los casos, los 5.000 microSiemens/cm sin que ello implique un grado de contaminación significativo. Esto, puede suceder, también, en marea baja si ha quedado una bolsa de la cuña salina bloqueada en la zona de control. Las durezas en marea alta son considerables superándose los 500 y 1000 mg/l de $CaCO_3$, hecho que si se hubiera determinado en el tramo medio o alto, nos indicaría una alta contaminación. El pH en los medios estuarinos tiende hacia la basicidad y, teniendo en cuenta que es un espacio en el que predomina el roquedo de naturaleza calcárea (básico igualmente), en caso de registrarse valores que impliquen acidez (por debajo de pH = 7), es muy posible que nos encontremos ante algún tipo de vertido, evidentemente, de naturaleza ácida.

Por lo tanto, se han efectuado las medidas según el estado de la marea: baja o alta. Resultando, seis medidas mensuales con estado de bajamar y otras seis con marea alta por estación de muestreo.

- Estación de Puente Arce (Punto 4 en Fig. X-23) (Tablas X-XII y X-XIII):

Es la estación que se encuentra a 1,7 km aproximadamente de la cola estuarina. Por lo tanto será donde se principien las nítidas interacciones entre el agua salada de la cuña marina y el agua dulce que baja por el valle del río Pas.

ESTACIÓN: PUENTE ARCE **ESTADO MAREA: *BAJA***

	2000				2001		
Análisis	**Julio**	**Octubre**	**Noviem**	**Diciembr**	**Marzo**	**Abril**	
Conductividad	325	343	**402**	326	112	272	mic.S/cm
pH	7,34	7,47	7,74	7,2	7	7,22	
T.Agua	18	15,2	10,5	10	12,7	14	ºC
T.Amb.	20	17,1	13,7	10,4	17,4	15,1	ºC
Oxígeno	7	6	7,5	8	8	8,2	mg/l
CO2	15	20	20	25	10	9	mg/l
Alcalinidad	90	**120**	87	90	75	105	mg/l de $CaCO_3$
Dureza	90	**141**	112	105	90	127	mg/l de $CaCO_3$
Coef.	70	**92**	82	56	50	33	

TABLA X-XII.- Resultados de los análisis en la Estación de Puente Arce en marea baja.

- Conductividad: en ***mareas bajas*** (Tabla X-XII), los valores han oscilado entre 112 y 402 microSiemens/cm. Esta notable diferencia es debida a distintos factores: meteorológicos y el momento de la marea (bajamar o momento intermareal con el comienzo de la entrada de la cuña salina). El valor de 112 microSiemens/cm, registrado en Marzo de 2001, fue debido al incremento del agua dulce por las lluvias caídas en el valle en los días anteriores. El máximo de 402 microSiemens/cm tuvo lugar en Noviembre de 2000 y hay que atribuirlo a un momento intermareal de comienzo de la subida de la onda de marea.
- Con ***mareas altas*** (Tabla X-XIII), la conductividad varía mucho respecto las anteriores: oscilan entre los 196 microSiemens/cm del mes de Mayo de 2001 y los 28700 microSiemens/cm, del mes de Septiembre de 2000. Esta amplitud tan acusada se debe a los mismos factores explicados con anterioridad. En Mayo, en estado de pleamar y estancamiento de la cuña salina en el fondo, lo que se midió fue la penetración de una bolsa de agua dulce en superficie (ya que es menos densa que el agua salada). Sin embargo, en el mes de Septiembre los análisis se efectuaron durante los momentos de máxima penetración de la onda de marea y además el déficit de agua dulce y un coeficiente de marea elevado (90), permitió la mayor penetración de la cuña salina.

ESTACIÓN: PUENTE ARCE **ESTADO MAREA: *ALTA***

	2000		2001				
Análisis	**Agosto**	**Septiem**	**Enero**	**Febrero**	**Mayo**	**Junio**	
Conductividad	613	**28700**	561	243	196	467	mic.S/cm
pH	7	8,23	7,99	8,21	8,01	8,1	
T.Agua	19,6	19,6	10,5	10,1	14,7	18,8	ºC
T.Amb.	24	21	13,1	12,3	15,6	17,5	ºC
Oxígeno	**4,8**	6,8	5,7	5,5	8,2	6	mg/l
CO2	20	15	8	**10**	9	10	mg/l
Alcalinidad	135	141	99	**105**	90	122,5	mg/l de $CaCO_3$
Dureza	150	**>500**	135	**127**	135	175	mg/l de $CaCO_3$
coeficiente	64	90	69	**77**	74	78	

TABLA X-XIII.- Resultados de los análisis en la Estación de Puente Arce en marea alta.

- pH: La media es de 7,33 para estado de marea baja y de 7,9 para mareas altas. Por lo tanto, y como es lógico, hay una mayor basicidad con la entrada de la cuña marina.
- Oxígeno: Debido a que la conductividad presenta grandes fluctuaciones en un estuario, no es un buen indicador de contaminación de este medio. Por ello, el oxígeno será el principal elemento que ayude a entender el estado ambiental del agua. La comparación del mismo entre los meses estivales con respecto a los demás períodos del año pueden resultar de gran de interés. La media total de las medidas mensuales en el año (de Julio de 2000 a Junio de 2001) es de 6,8 mg/l. La media de los meses estivales (Julio, Agosto, Septiembre de 2000 y Junio de 2001) es de 6,1 mg/l, mientras que la media del resto de los meses es de 7,1. Esta diferencia es debida principalmente a que en los meses de verano, con el aumento de la temperatura del agua, desciende la presencia de Oxígeno. Sin embargo, hay que apuntar que, en los meses de Octubre de 2000 y Enero-Febrero de 2001, se registraron valores relativamente bajos (aunque no críticos para la mayoría de la vida piscícola) cuyo origen desconocemos. También debe señalarse, cómo hay diferencias entre la media de las medidas efectuadas con marea baja y las tomadas con marea alta. Las primeras son de 7,45 mg/l y las segundas de 6,1. Si bien, esto puede vincularse a que la media de las mareas bajas abarcan periodos de alta concentración de lluvias (Noviembre-Diciembre de 2000 y Marzo-Abril de 2001) con cifras superiores a 8 mg/l de O_2.
- Dióxido de Carbono: La media es de 14,2 mg/l, un valor relativamente superior al registrado en los tramos alto y medio del río Pas. Esto es

consecuencia de la mayor actividad de las algas y bacterias que colonizan este sector favorecidas por la elevada concentración de nutrientes por efecto de la contaminación, factor que se tratará con posterioridad.

- Temperaturas: la media de la temperatura del agua fue de 14,5 º C. Hay que destacar el registro del mes de Junio de 2001 en el que la temperatura del agua era superior a la ambiental. La causa fue que dicho mes fue muy seco y soleado y la toma del análisis se efectuó a las 14:00 horas cuando hay máxima insolación sobre la lámina de agua. No se puede descartar que el alto grado de turbidez y posible contaminación del agua generase un proceso de mayor absorción de la radiación encadenándose el consiguiente aumento de temperatura.
- Alcalinidad: la media de este sector es de 105 mg/l de $CaCO_3$. Durante los momentos de marea baja, la media fue de 94,5 mg/l de $CaCO_3$ /l, mientras que la registrada con marea alta fue de 115,4 mg/l de $CaCO_3$. Esto es una evidente respuesta a la entrada de la onda de marea cuya composición es bastante carbonatada. El valor máximo se registró, por lo tanto, en el mes de Septiembre de 2000 cuando era el momento de mayor penetración de la marea con un valor de 141 mg de $CaCO_3$ /l.
- Dureza: para este parámetro no se ha tenido en cuenta la medida del mes de Septiembre de 2000, por ser la muestra de origen totalmente salino, por lo que se supone que la dureza era superior a 500 mg/l. Para el resto de muestras mensuales, la media fue de 126 mg de $CaCO_3$ /l, cifra bastante alta. Igualmente, hay diferencias entre las medidas tomadas en marea baja (110,8 mg de $CaCO_3$ /l) y las registradas con marea alta (144,4 mg de $CaCO_3$ /l).

- Estación del Campo de Golf en Mogro (Punto 5 en Fig. X-23):

En este paraje, muy próximo a la desembocadura (menos de 1 km). No hay registros de dureza ya que este parámetro tendría valores siempre altos debidos a la naturaleza marina de las aguas y enmascararía, en principio, una posible contaminación (Tabla X-XIV).

ESTACIÓN: CAMPO DE GOLF (MOGRO) **ESTADO MAREA: *BAJA***

	2000			2001			
Análisis	**Agosto**	**Noviem**	**Diciem**	**Febrero**	**Marzo**	**Abril**	
Conductividad	**24600**	19700	12900	12600	280	1700	mic.S/cm
pH	7,5	7,83	7,52	**8,86**	7,49	7,37	
T.Agua	20,1	12,8	10,7	12,3	13,3	14,6	ºC
T.Amb.	22	12,3	8,6	17	14,9	11	ºC
Oxígeno	6,5	7	**4**	**4**	5,5	5	mg/l
CO2	20	20	20	15	7	10	mg/l
Alcalinidad	**150**	**150**	120	127	75	105	mg/l de $CaCO_3$
Dureza							mg/l de $CaCO_3$
Coeficiente	64	82	56	77	50	33	

TABLA X-XIV.- Resultados de los análisis en la Estación de Campo de Golf (Mogro) en marea baja.

- Conductividad: Este parámetro tampoco determina aquí síntomas de contaminación, pero sirve para entender la potencia de la onda de marea entre los dos estados de la misma. La media en ***marea baja*** (Tabla X-XIV) es de 11.963 microSiemens/cm y en ***marea alta*** (Tabla X-XV) de 36.033 microSiemens/cm. Es una diferencia superior al triple entre ambos momentos. Pero siempre denunciando la presencia de agua salina. En parte es debido a que, en el Hemisferio Norte y por el denominado efecto de Coriolis, la entrada de la cuña salina se realiza en la margen izquierda de los estuarios (orilla en la que se encuentra la zona de toma de medidas). Sin embargo, hay que señalar, que en el análisis del mes de Marzo, en bajamar, se registró el mínimo de esta estación de control durante el año analizado: 280 microSiemens/cm. El motivo era la presencia de una bolsa de agua dulce, confirmada con posterioridad por otros registros (por ejemplo una alcalinidad baja: 75 mg/l de $CaCO_3$,), debido por una parte, a un coeficiente de marea bajo (50) y por otra, a la influencia de las lluvias caídas en los días anteriores que aumentaron el aporte de agua dulce a la desembocadura.

ESTACIÓN: CAMPO DE GOLF (MOGRO) **ESTADO MAREA: *ALTA***

	2000			2001			
Análisis	**Julio(*)**	**Septiem**	**Octubr**	**Enero**	**Mayo**	**Junio**	
Conductividad	**50300**	52700	48500	14100	30700	19900	mic.S/cm
pH	7,89	8,16	7,61	8,52	8,24	8,42	
T.Agua	20,5	19,9	16,8	11	17,1	21,7	ºC
T.Amb.	22	19	16,1	11,9	17,3	18	ºC
Oxígeno	7,3	5,5	7	7,5	**4**	5,5	mg/l
CO2	**50**	20	20	7	12	10	mg/l
Alcalinidad	120	135	156	135	**180**	150	mg/l de $CaCO_3$
Dureza							mg/l de $CaCO_3$
Coeficiente	70	**90**	92	69	74	78	

(*) Día distinto de toma respecto de Puente Arce.

TABLA X-XV.- Resultados de los análisis en la Estación de Campo de Golf (Mogro) en marea alta.

- pH: La media fue de 7,95, lo que implica agua principalmente básica. La media con marea baja: 7,76 y con marea alta de 8,14.
- Oxígeno: como en la estación anterior, este parámetro nos indicará los momentos críticos en la zona de desembocadura. La media de los doce meses resultó ser de 5,7 mg de O_2/l de agua, siendo la más baja de todas las estaciones del río. Se advierten varios momentos críticos donde se llegó al límite (4 mg de O_2/l) de lo asimilable por la fauna (principalmente piscícola). Esto ocurrió en los meses de Diciembre de 2000 y Febrero-Mayo de 2001. Esta situación se atribuía a la presencia del denominado, y ya comentado "*Bouchon Vaseux*" o "tapón de lodo" (PASKOFF, 1994).

La presencia del "*bouchon vaseux"* en un estuario es una nítida señal de la acción antrópica y el efecto del incremento de la turbidez influye, también, en la temperatura y pH del agua, por lo que su existencia afecta a la dinámica del estuario (PASKOFF, 1993). Aquel, sólo suele ser expulsado fuera del dominio estuarino en momentos de avenidas y crecidas. Por lo tanto, estos valores de O_2 se vinculan al desplazamiento del "*Tapón de lodo*", desde la cola estuarina a la desembocadura, por el incremento de las lluvias en los meses de invierno.

- Dióxido de Carbono: la media es de 17,6 mg/l. Es la más elevada de todas las estaciones, debido a que la actividad biológica en este tramo de desembocadura es mayor que en el resto del río. Existe un máximo de 50 mg/l en el mes de Julio de 2000. Los motivos pueden ser diversos: desde

algún vertido de contaminantes (difícil de detectar, pues la conductividad era alta en ese momento por ser una pleamar, enmascarando esta posible incidencia) hasta un incremento provocado por la presencia de algas realizando su función clorofílica favorecida por una temperatura relativamente elevada (20,5 º C).

- Temperaturas: la media es de 15,9º C tanto para el aire como para el agua. Esta coincidencia es debida a que existen distintos meses en los que la temperatura del agua, en el momento del análisis, superó a la del aire. Estos meses fueron: Septiembre, Octubre, Noviembre, Diciembre de 2000 y Abril-Junio de 2001.
- Alcalinidad: la media del año fue de 133,6 mg/l de $CaCO_3$. Con estados de marea baja fue de 121,2 mg/l de $CaCO_3$ y para marea alta de 146 mg/l de $CaCO_3$. Esto es debido a los mismos motivos explicados en la estación de Puente Arce.
- Dureza: no hay medidas por las razones argumentadas al principio de este apartado.

10.5.3.- LA CAMPAÑA DE NITRATOS:

Se ha realizado una campaña de Nitratos en el río Pas durante el mes de Abril (día 4), momento posterior al abonado con purines de los pastos (Tabla X-XVI). Los nitratos no deben sobrepasar entre 25-50 mg/l según las normativas europeas, aunque Nisbet y Verneaux (1970) consideran que un agua se encuentra en estado de "eutrofización", a partir del umbral de 3 mg/l. Es cierto que en esta campaña no se han encontrado valores que sobrepasen los 25 mg/l; sin embargo, el estuario muestra, y de forma concreta en las inmediaciones de Puente Arce en la cola del estuario, un nivel de "eutrofización" que puede tener consecuencias negativas (MOPT, 1982; CANTERAS, 1984). En dicho lugar se ha obtenido el valor máximo con 15 mg/l. El segundo registro más elevado, ha sido registrado también en el estuario, en las inmediaciones de Mogro (Campo de Golf), lo que nos indica, una vez más, cómo es este sector el más propenso a la contaminación de toda la cuenca.

Campaña de Nitratos (20/04/02)

Análisis	Entrambasmestas	Borleña	Puente Viesgo	Renedo	Puente Arce	Mogro
Nitratos (mg/l)	0,4	0,5	0,7	0,5	15,3	5,2
Temperatura del agua (ºC)	11,4	14	17,7	15	16,2	16,3
Temperatura ambiente(ºC)	18	19	21	20	17,2	16,6
Conductividad (mS)	86	298	307	419	383	9380
pH	7,04	7,21	7,93	6,82	7,88	8,29

TABLA X-XVI.- Resultados de la campaña de Nitratos.

Sin embargo, hay que señalar que durante la campaña no se ha comprobado la existencia de valores de nitratos que puedan ser alarmantes en el resto del valle del río Pas, pues las medias no han llegado a sobrepasar 1 mg/l.

10.5.4.- ANÁLISIS DEL ACUÍFERO COLGADO DE LA PICOTA:

Su estudio se realizó en el año 2005. Las características estructurales de este sinclinal (Fig. X-24) fueron abordadas en detalle en el capítulo III dedicado a las morfoestructuras por lo tanto, no se repetirán. Sólo recordar que es un conjunto moderadamente kárstificado y controlado por una red de fracturas de origen tectónico. En él, predominan, por un lado, los materiales deleznables y porosos del Cretácico superior susceptibles de modelar una gran diversidad de cavidades, torcas y cuevas (se localizan habitualmente entre los 120 m a los 200 m de altura aproximadamente) que actúan como puntos de notable infiltración del agua en profundidad. Por otro lado, por debajo de los anteriores se encuentran conjuntos litológicos más impermeables (margas y arcillas) del Santoniense y Campaniense inferior y medio. Los manantiales y arroyos tienen su cabecera en el punto de contacto entre ambos materiales.

Es en este dispositivo estructural donde se aloja el Acuífero *"4a"* y, que fue desarrollado con anterioridad en el **capítulo V**.

Multitud de fuentes y manantiales bordean las vertientes del monte de La Picota. Para el análisis de sus aguas surgentes se tomaron muestras correspondientes a los principales manantiales con la intención de determinar las propiedades físico-químicas más elementales (temperatura, conductividad y pH) de los distintos rebosaderos de este acuífero al igual. El número de muestras tomadas fueron 11 (Ver Fig. X-25). Diez de ellas pertenecen a distintas surgencias y arroyuelos ubicados en los flancos de La Picota y la otra fue tomada en una fuente de agua potable conducida hasta las inmediaciones de

(parking) del sistema dunar de Liencres (Parking), la cual servirá como elemento comparativo (muestra 4, Ver Tabla X-XVII). Hay que destacar que en el Mapa Topográfico del IGN falta por identificarse un arroyo al que he denominado como "Arroyo de las Zorreras"[4] (Fig. X-25). Éste se emplaza en un pequeño valle que dispone su cabecera en el sinclinal (muestra-6) y desciende hacia el sistema dunar de Liencres desembocando en el mismo estuario. Ya, en el laboratorio de Química Agrícola de la U.A.M., se pudieron medir otros componentes destinados al aporte de datos sobre los tiempos de "residencia" del agua en el acuífero así como sobre algunos procesos de disolución en los roquedos inmediatos (sodio, potasio, magnesio, cloro y carbonatos – Tabla X-XVII).

Fig. X-24.- Sinclinal Colgado de La Picota en la margen oriental del estuario del Pas, cuyos roquedos carbonatados constituyen un importante acuífero kárstico colgado en las inmediaciones del estuario.

[4] Este arroyo carece de nombre. Por ello, el autor de esta Tesis le ha aplicado uno para una mayor comprensión del texto. El motivo que explica la denominación de "Las Zorreras", se debe, principalmente, a que en sus proximidades se localizan distintas madrigueras de estos mamíferos.

Muestra										TEMPERATURA	
Nº	Nombre	Conductividad (microS/cm)	pH	Na+	K+	Ca2+	Mg2+	Cl-	CO3-	Ambiente	Agua
1.	Fte A. Ayo. "Los Molinucos".	1011	7,95	76,33	0,35	6,32	0,24	19,22	8,84	20ºC	12,2ºC
2.	Fte B. Ayo. "Los Molinucos".	1052	8,06	77,05	0,47	4,78	0,85	22,15	6,51	20ºC	11,9ºC
3.	Ayo. "Molinucos"	1213	8,16	81,64	1,06	5,89	0,74	30,06	7,16	20ºC	11,5ºC
4.	Fuente de agua potable	280	8,29	10,87	0,58	0,98	0,36	0,07	1,23	20ºC	13,5ºC
5.	Ayo. Del "Cuco"	1088	8,22	40,1	3,15	2,84	0,28	0,28	3,06	20ºC	12,1ºC
6.	Ayo. De las "Zorreras"	1446	8,15	100,48	7,11	8,91	0,63	82,16	10,77	20ºC	12,3ºC
7.	Fte. "Los Condes"	1972	7,51	80,68	1,05	6,05	0,41	29,10	8,50	22ºC	12,0ºC
8.	Fte. De "La Salud"	799	8,07	42,75	0,23	3,03	0,37	0,21	4,12	22ºC	13,0ºC
9.	Fte. "Sagra"	537	8,03	25,36	0,47	1,74	0,95	0,15	1,70	22ºC	13,1ºC
10.	Fte. "El Torcol"	1192	8,02	48,79	0,82	2,95	0,65	15,23	3,19	22ºC	12,5ºC
11.	Fte. "Ribalafuente"	1418	7,71	75,85	0,47	5,95	0,48	18,31	7,28	22ºC	13,0ºC

TABLA X-XVII.- Parámetros físico-químicos y composición hidroquímica de las aguas de los manantiales del sinclinal de La Picota.

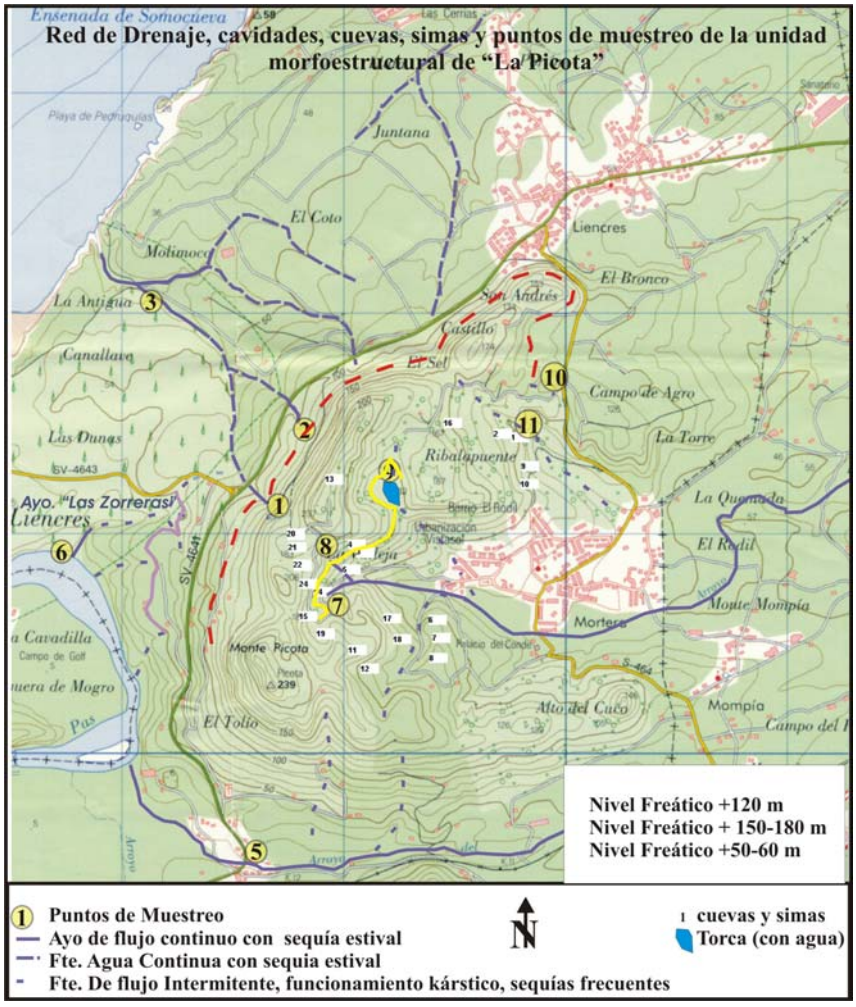


Fig. X-25.- Puntos de muestreo, cota de salida de las surgencias, fuentes, cuevas, simas y torcas de sinclinal de la Picota. Señalar que la muestra nº 4 se encuentra fuera del plano.

A continuación se exponen las características principales de estos arroyos y manantiales:

- **Las fuentes analizadas** (**Fig. X-25 y Tabla X-XVII**):

1.- ***Fuente A*** (Fig. X-26 y X-27) -Muestra 1-. Se emplaza a unos 120 m de altura en el sector NW del Sinclinal de La Picota. Sus aguas han sido canalizadas por una pequeña infraestructura e inundan y han colmatado hasta más de medio metro la parcela en su tramo más bajo (próximo a la carretera). El arroyo resultante está canalizado subterráneamente hasta que emerge nuevamente en la denominada "Rasa de Liencres" siendo, uno de los principales afluentes del Arroyo Molinucos que discurre por el Parque Natural de Liencres. Su conductividad es elevada-1011 microS/cm - (ver Tabla X-XVII), señal de que nos encontramos ante unas aguas bastante mineralizadas posiblemente vinculadas a la existencia de un embolsamiento de agua. La temperatura de las aguas aflorantes es baja (12º C) confirmando un período de estancia importante en el interior del acuífero. Al parecer el flujo de las aguas de esta fuente es intermitente y tiende a remitir en épocas estivales.

Fig. X-26.- ***Fuente A*****. Canalización próxima a su afloramiento (izda.). Talweg causado en la ladera a consecuencia de la incisión de las aguas surgentes (dcha.).**

Fig. X-27.- Colmatación en el tramo bajo por la acumulación de calcarenitas resultantes de la erosión de los materiales del Cretácico superior.

2.- ***Fuente B*** -Muestra 2. Surge también a unos 120 m de altura. Al igual que en el caso anterior, sus aguas se encuentran canalizadas por debajo de la carretera, vertiéndose, posteriormente, al otro lado de la misma (Fig. X-28a). Determina la cabecera de un vallecito donde el flujo de agua termina desembocando también en el *"Arroyo Molinucos"* (Fig. X-28b). Las características de sus aguas son muy semejantes a las de la *Fuente A*. En épocas estivales cesa la salida de los flujos.

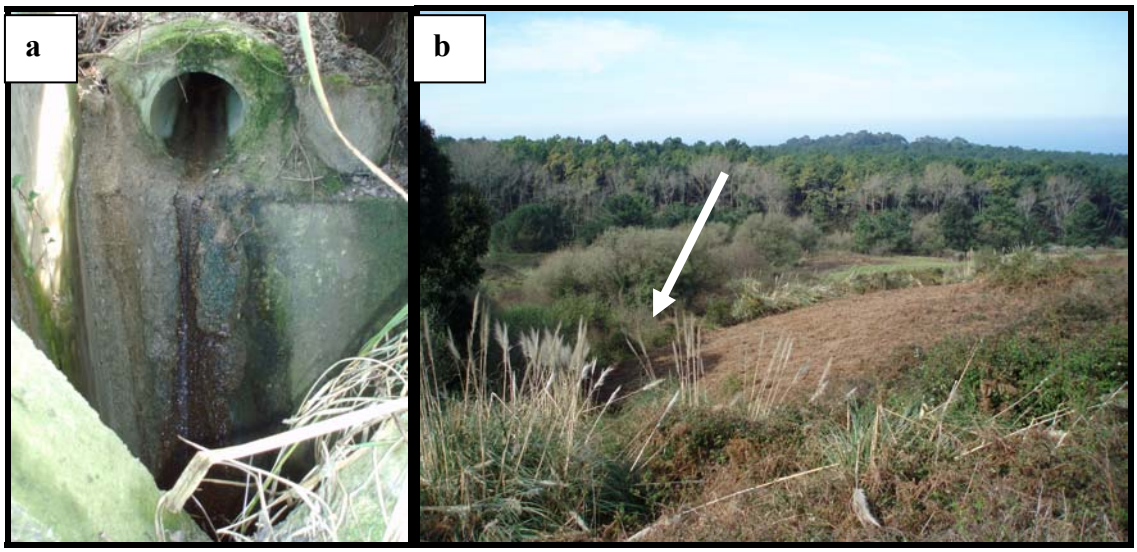


Fig. X-28.- Fuente B: canalización de la misma (a) y valle –flecha blanca- que produce hasta su desembocadura en el Arroyo Molinucos en el área protegida del Parque Natural de las Dunas de Liencres (b).

3.- Fuente de agua potable de Liencres (Fig. X-29) -Muestra 4. Se emplaza en el sistema dunar de Liencres en el Parking próximo a la playa. No pertenece al sistema acuífero de La Picota y su análisis se ha realizado para comparar con las anteriores ("*muestra blanca*"). Posiblemente, pertenezca al sistema de abastecimiento del Pas, aunque, presenta diferencias con las distintas fuentes de La Picota: tiene una conductividad muchísimo más baja (232 mS/cm) y muy poca mineralización (con valores más bajos en sodio, calcio y cloro, entre otros).

Fig. X-29.- Vista de la Fuente del Parking de Liencres.

4.- Fuente de *"Los Condes"* – Muestra 7. Se encuentra en el sector oriental del sinclinal y sus aguas manan a unos 120 m de altura. Constituyen la cabecera del arroyo de "*Palanente*", el cual atraviesa la localidad de Mortera. Hay que destacar que, sus aguas son retenidas en un pequeño pozo de origen antrópico. Al parecer fluye prácticamente todo el año y sus flujos sirvieron de abastecimiento en el pasado al denominado *"Palacio de Los Condes de Mortera"*. Sus aguas se encuentran muy mineralizadas dado que su conductividad (1.972 mS/cm) es la mas alta de toda la red de emisarios subterráneos de La Picota. Indica, por lo tanto, la existencia de una circulación muy lenta del agua donde es posible quede retenida en un embolsamiento de agua.

5.- Fuente de *"La Salud"* – Muestra 8. Se encuentra próxima a la anterior, a unos 140-150 m de altura e incluida en una pequeña vaguada más al norte. Más abajo, forma un

pequeño arroyo que atraviesa un camino vecinal y termina por incorporarse a la cuenca vertiente del Arroyo de "*Palanente*". Se desconoce su continuidad de flujo durante el año. Presenta cargas minerales bajas y una conductividad inferior a la de las otras fuentes. No obstante su conductividad (799mS/cm) sigue siendo un valor relativamente alto. Posiblemente, esta menor carga mineral se deba a que sus aguas afloran a una mayor altura o, quizás, pudiera ser un embolsamiento de agua independiente. Su nombre, *"La Salud"*, alude a que en este entorno de la pequeña pedanía de Mortera, sus aguas han sido de las más apreciadas, calidad que es avalada por los análisis hidroquímicos.

6.- Fuente *"Fuensagra"*- Muestra 9. Se encuentra entorno a los 150 m de altura y da origen a un pequeño arroyo (Fig. X-30) que, a unos centenares de metros, finaliza en una torca encharcada (X-31) cuyo fondo se apoya sobre un sustrato impermeable. Como en el caso anterior, si bien las aguas están mineralizadas es en una proporción sensiblemente menor que el resto de fuentes analizadas (537 mS/cm de conductividad) a excepción de la comentada fuente de *"La Salud"*. Por lo tanto, una vez más nos encontramos ante un embolsamiento independiente.

Fig. X-30.- Enmascarada por la vegetación se localiza la vaguada donde surgen las aguas del manantial de la *"Fuensagra"* en el flanco del relieve de *"La Picota"*.

Fig. X-31.- Vista de la torca inundada de *"Fuensagra"*. Como se puede apreciar, la cercana presencia de las aguas favorece el desarrollo de una masa vegetal enmarañada y muy densa que prácticamente impide el acceso a esta forma kárstica cubierta por las aguas.

7.- Fuente del *"Torcol"* – Muestra 10. Se emplaza a unos 110 m de altura y su posición geomorfológica coincide con el fondo de una dolina originada por un colapso debido a procesos kársticos. Sus dimensiones superan el centenar de metros de diámetro (Fig. X-32) y el manantial surge en el contacto de los materiales calcareníticos del Cretácico superior con las dolomías terciarias (Daniense y Montiense). Su flujo parece continuo durante gran parte del año ya que, según parece, las vacas bajan en verano a beber al abrevadero que hay en la cavidad de la que surge el manantial (Fig. X-33). Las características de sus aguas indican una mayor mineralización respecto a las dos anteriores (1192 mS/cm de conductividad). No hay que descartar, por su posición y altura, que pertenezca a parte del sistema de alimentación del acuífero *"4a"*.

Fig. X-32.- Vista de la dolina de la Fuente del *"Torcol"*.

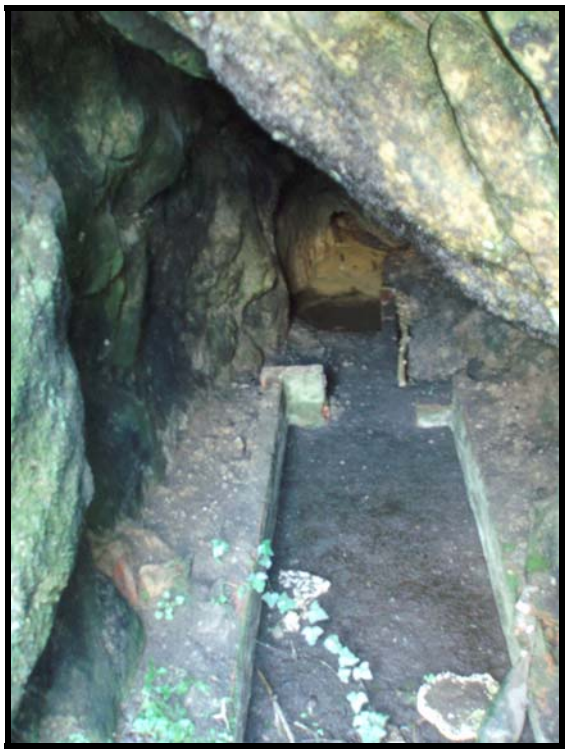


Fig. X-33.- Al fondo de esta pequeña cavidad se encuentra la fuente del "Torcol", donde puede apreciarse en primer plano la existencia de un abrevadero colmatado por el estiércol del ganado.

8.- Fuente de *"Ribalafuente"*- Muestra 11. Se emplaza en el fondo de un pequeño valle cubierto de vegetación. Aflora a unos 110 m sobre las calizas paleógenas. Sus flujos parecen interrumpirse en períodos de sequía y sus aguas se encuentran bastante mineralizadas (1.418 mS/cm). Por su posición, tampoco se descarta su pertenencia al sistema de alimentación del acuífero *"4a"*.

- **Los arroyos:**

Existen 5 arroyos que se nutren de las aguas procedentes de "La Picota": *"Molinucos"*, *"Las Zorreras"*, *"El Cuco"*, *"Palanente"* y *"La Juntana"*. Antes de analizarlos con detalle, hay que señalar dos hechos: el primero es que, por problemas de gran dificultad de acceso, no se pudieron realizar análisis en el arroyo de "*La Juntana*". Y, el segundo, es que los análisis correspondientes al arroyo *"Palanente"* se corresponden a los efectuados en las aguas de la *"Fuente del Conde"* (ya comentadas) debido a que supone el punto de origen del arroyo. Por ello, de los cinco analizaremos a continuación los tres siguientes:

1.- Arroyo de *"Molinucos"* –Muestra 3. Sus aguas proceden de las *Fuentes A y B*, analizadas anteriormente. A este arroyo se le une, aguas abajo, otro que nace en las inmediaciones del *"Coto"* (Fig. X-34). El flujo es continuo prácticamente todo el año y, en algunos tramos, su lámina de agua alcanza los 2 m de profundidad. La toma de muestras se hizo aguas arriba de su confluencia con el *"Coto"*. Es posible que las aguas también pertenezcan al acuífero *"4a"* en su tramo más septentrional (flanco norte del sinclinal). Este arroyo bordea el arenal y las dunas de Liencres al noreste (Fig. X-35 y X-38). Sus aguas tienen prácticamente iguales características físico-químicas que las *fuentes A y B* en carga mineral y conductividad (1213 mS/cm), aunque este valor sea aquí algo más elevado.

Fig. X-34.- Flujos discurriendo por el cauce del arroyo *"Molinucos"* labrado sobre las arenas del sistema dunar de Liencres. Punto de muestreo de análisis de aguas.

Fig. X-35.- Cauce del Arroyo *"Molinucos"* bordeando el sistema dunar de Liencres. Adviértase la vegetación de ribera enraizada en sus arenales de la margen derecha.

Fig. X-36.- Arroyo *"Molinucos"* poco después de su unión con el ramal del *"Coto"*. Después de 9 días sin lluvia en este tramo tenía más de 1 m de profundidad.

2.- Arroyo de *"Las Zorreras"* –Muestra 6. Su cauce permanece seco hasta una cota muy baja (próxima a los 10 m sobre el nivel del mar). En efecto, sus aguas afloran en una poza que se sitúa en un punto del contacto entre las arenas dunares y las calizas cretácicas de La Picota que sirven de substrato geológico (Fig. X-37). Finalmente, desemboca en el estuario del Pas y, durante las pleamares, las aguas marinas invaden su tramo bajo. El arroyo, por lo tanto, se encuentra dentro del espacio protegido de las Dunas de Liencres y desemboca en el Estuario (Fig. X-38) con protección LIC. Sus aguas (Fig. X-39), proceden de distintos ámbitos como así parece demostrar la topografía del terreno en su cabecera. En ella, el ramal más septentrional podría estar vinculado con las aguas de la "*Fuente A*" que también alimentan al *"Molinucos"*. El resto tiene su origen en las aportaciones de origen kárstico aflorantes en las proximidades de la carretera. Son aguas muy mineralizadas y marcan los máximos en las cargas de sodio, potasio, calcio y cloro (1.446 mS/cm). Hay que señalar que, junto a este arroyo se han encontrado numerosas huellas de animales (zorros y distintos tipos de aves), por lo que parece ser uno de los principales parajes donde mitigan su sed los elementos faunisticos que conviven en el Parque Natural de Liencres. Hay que tener en cuenta que el arroyo se encuentra, además, en un lugar alejado, muy aislado y de difícil acceso.

Fig. X-37.- Poza de la que afloran las aguas del arroyo *"Las Zorreras"* dentro del Parque Natural de Liencres.

Fig. X-38.- Desembocadura del arroyo de *"Las Zorreras"* en el Estuario del Pas.

Fig. X-39.- Vaguada por donde discurre el arroyo de *"Las Zorreras"* y pequeño salto de agua en uno de sus parajes.

3.- Arroyo del *"Cuco"* – Muestra 5 (Fig. X-40). Este es uno de los más importantes colectores que drenan el sistema de "La Picota". Sus aguas son permanentes durante todo el año y nace a unos 60 m de altura. Su análisis hidroquímico presenta cierto interés al encontrarse cercano a distintos complejos urbanísticos. Hay que destacar del mismo que es, quizás, uno de los arroyos más contaminados del Pas: aguas con fuerte olor, de aspecto eutrófico y apenas oxigenado –existencia de vertidos-. Su conductividad, muestra una vez más la importante carga en disolución que incorporan sus aguas (1088 mS/cm).

Fig. X-40.- El Arroyo del *"Cuco"* a su paso por la localidad de Boo de Piélagos. Se puede apreciar cierta turbidez en el discurrir de sus aguas y una manguera para bombeo del agua.

Por lo tanto, del contraste entre los parámetros analíticos efectuados en las aguas y las observaciones del correspondiente trabajo de campo realizado, se puede deducir lo siguiente:

a) La conductividad y los distintos análisis hidroquímicos (Tabla X-XVII), parecen mostrar la existencia de un acuífero colgado y, quizás, de distintos embolsamientos de agua entre las cotas altimétricas de +120 m y los +150 m en el sistema del sinclinal de La Picota (Fig. X-25).

b) Incluso, dos arroyos que se encuentran en el sistema protegido del Parque Natural de Liencres (*"Los Molinucos"* y las *"Zorreras"*) dependen del funcionamiento kárstico existente en "La Picota" al tener su origen en dos de sus surgencias (*fuentes A y B*).

10.5.5.- ANÁLISIS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS EN SUELOS DE LA CUENCA DEL PAS (TABLAS X-XVIII Y X-XIX):

Este seguimiento se inició en el año 2002 y culminó en el año 2005. Los primeros análisis de contaminantes pesados en suelos efectuados en la cuenca, tuvieron como marco espacial el estuario del Pas y el cordón dunar de Liencres. Los resultados fueron en parte sorprendentes al encontrarse, sobre todo, ciertos niveles de plomo (716 ppm) en el Parque Natural de las Dunas de Liencres y en su playa (Tablas X-XVIII, X-XIX y Fig. X-41) que, superaban con creces, a los encontrados en la bahía de Santander mucho más industrial (IRABIEN et al., 2001). Por ello se procedió a una segunda fase de estudio que culminó en el año 2005 con un muestreo de distintos sectores de la cuenca.

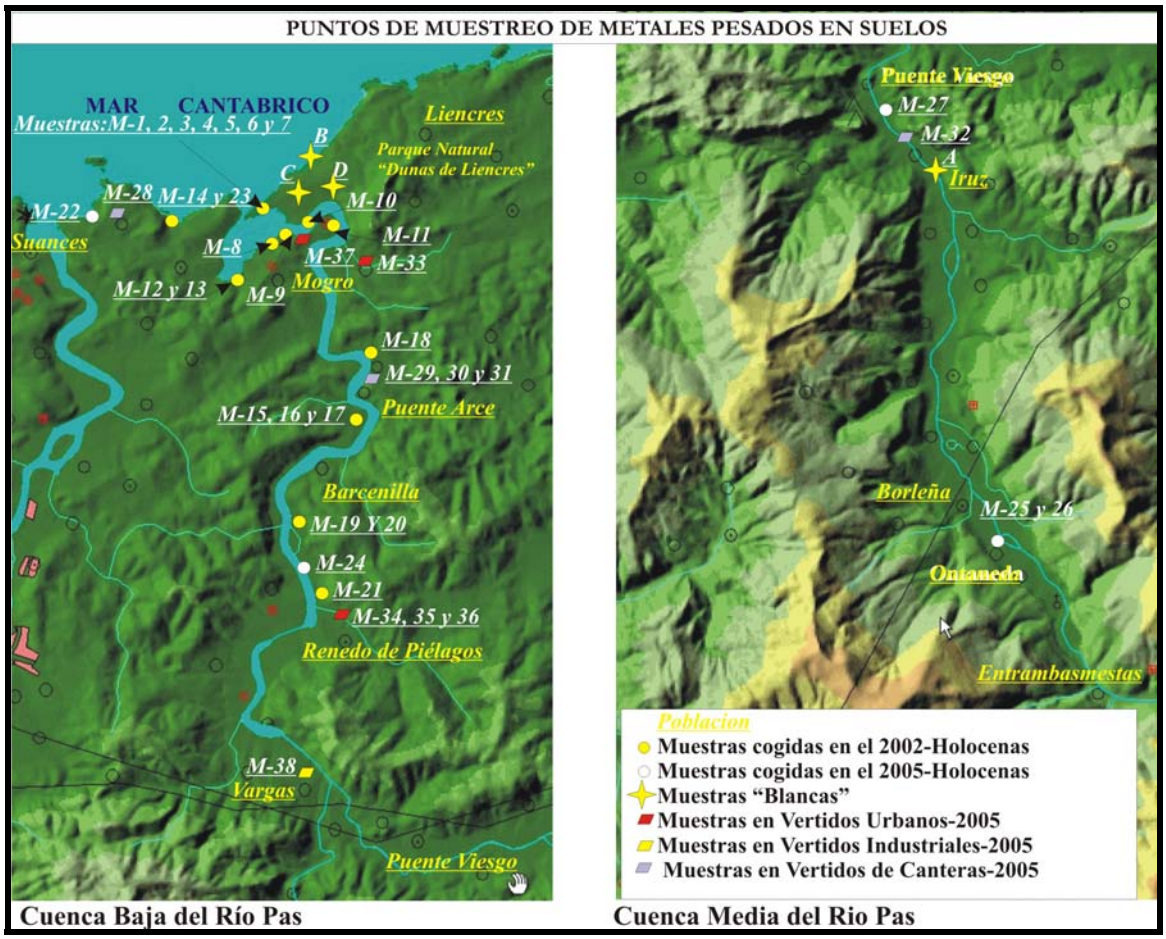


Fig. X-41.- Localización de las zonas de muestreo para el análisis de metales pesados en la Cuenca del Pas.

*** Baremo obtenido de las muestras "blancas":** previamente, se ha tenido que interpretar qué baremos podían ser considerados como "naturales" y, cuales denunciaban un posible origen antrópico.

Después de cotejar las muestras "blancas" y las distintas acumulaciones holocenas (Tablas X-XVIII y X-XIX), se pueden realizar las siguientes consideraciones:

1.- Estimativamente, valores inferiores a 100 ppm en **cobre**, **plomo** y **cinc** pueden ser naturales e inherentes a los distintos roquedos de la cuenca. El cobre, en las llanuras de inundación de la cuenca media, presenta valores en torno a los 50 ppm, mientras que el cinc apenas sobre pasa los 20 ppm en las mismas formaciones detríticas. Por su lado, el plomo tiene medias cercanas a los 100 ppm, tanto en las muestras "patrón" (o "blancas") como en la mayoría de las llanuras de inundación.

2.- Respecto al **níquel**, **cadmio**, **cromo** y **mercurio**, su presencia de por sí parece indicar algún tipo de contaminación externa. Son realmente muy pocas las muestras, como se verá, que incluyen alguno de estos metales de alta toxicidad.

3.- Valores de **hierro** por encima de 1000 ppm y superiores a 20 ppm para el **arsénico**, igualmente, pueden relacionarse con actividades antrópicas.

10.5.5.1- Los primeros resultados, los vertidos externos: la fase de reconocimiento del año 2002:

Es conocido que, desde la apertura del complejo industrial de SOLVAY a principios de los años cincuenta, se ha vertido al mar distintos tipos de contaminantes (Fig. X-42), aunque hay que reconocer que con el tiempo se han reducido sus emisiones (SOLVAY, 1995). Los elementos contaminantes de mayor relevancia que formaban parte de los vertidos de Solvay en 1995, eran:

Fig. X-42.- Vertidos procedentes del complejo SOLVAY bordeando la playa de "Usgo"

- **Metales:**
  -Mercurio, Cadmio, Plomo, Cromo y Arsénico: **0,01 toneladas/año.**
  -Zinc, Cobre y Níquel: **0,1 toneladas/año.**

- **Otras sustancias** (Iones amonio, y substancias de la lista de la CEE de 132 elementos dispuestos en la directiva 76/464/CEE): 20,01 toneladas/año.

Hay que señalar que, en el año 2002, se puso en funcionamiento un emisario submarino destinado a la evacuación de los contaminantes que, en principio, serviría para aliviar la situación medio ambiental de la playa de Usgo (Fig. X-42) y de otros lugares inmediatos.

Por otro lado, el estuario del Pas es susceptible también de recibir contaminantes desde otra ría altamente contaminada: la de San Martín de la Arena, en Suances situada al W. Dicha ría fue objeto de numerosos estudios a principios de los años ochenta y hoy en día sigue siendo objeto de polémica su lamentable estado ambiental. Por citar una de las analíticas realizadas sobre los contaminantes existentes en la ría de Suances, mencionaremos a **García Sepúlveda (1986),** del cual se sustrae lo siguiente:

> *"La honda preocupación surgida se ha visto traducida en diversas acciones ciudadanas y denunciadas en la prensa. Puede decirse que, en las épocas de estiaje, toda el agua que desemboca en Suances procede de los vertidos residuales. Esta agua, con caudal diario aproximado de medio millón de metros cúbicos, arrastra 997.086 kg/día de sólidos en suspensión y 185.465 kg/día de contaminantes en solución. De estos contaminantes 88.985 kg/día corresponden a metales pesados según la siguiente distribución:*
>
> *-cadmio: (Cd) 184 Kg.*
> *-cromo (Cr): 64 Kg.*
> *-cobre (Cu): 87 Kg.*
> *-cinc (Zn): 52.343 Kg.*
> *-hierro (Fe): 30.226 Kg.*
> *-mercurio (Hg): 5 Kg.*
> *-plomo (Pb): 6.076 Kg.*

Si bien todos estos metales no son fáciles de transportar por los oleajes y corrientes litorales, es posible que, con el tiempo, hayan podido alcanzar el estuario del Pas. Hemos analizado distintos sectores cercanos a la orilla del mar: “Duna piramidal” (por su proximidad a la desembocadura y exposición a los vientos del NW), bancos de arena del estuario y aluviones de aguas arriba del Pas en Puente Arce y Renedo.

		ANÁLISIS EN p.p.m.						
LOCALIZACIÓN/TIPO MUESTRA	MUESTRA	Cu	Cr	Ni	Pb	Cd	Zn	As
DUNA PIRAMIDAL	M-1	l.d	l.d	l.d	716	l.d	l.d	l.d
	M-2	l.d	l.d	l.d	298	l.d	l.d	l.d
	M-3	l.d	l.d	l.d	520	l.d	l.d	l.d
	M-4	l.d	l.d	l.d	614	l.d	l.d	l.d
	M-5	l.d	l.d	l.d	216	l.d	l.d	l.d
PLAYA DE LIENCRES	M-6: ARENAL DEL PUNTAL (MURO)	l.d	l.d	l.d	300	l.d	49	l.d
	M-7: ARENAL DEL PUNTAL (TECHO)	l.d	l.d	l.d	275	l.d	53	27
LLANURAS INTERMAREALES O BANCOS DE ARENA	M-8:PLAYA DE MOGRO	l.d	l.d	l.d	140	l.d	35	2
	M-9: PLAYA ESTUARINA MOGRO	l.d	l.d	l.d	120	l.d	6	8
	M-10: BANCO DE ARENAS CENTRAL	l.d.	l.d.	l.d.	254	l.d	190	l.d
MARISMAS	M-11: MARISMA (CAMPO DE GOLF-MOGRO)	l.d.	l.d.	l.d.	216	l.d.		
	M-12: SCHOORRE MIENGO	48	7	4	139	l.d	647	51
	M-13: SLIKKE MIENGO	30	l.d	5	112	l.d	512	36
LLANURAS DE INUNDACIÓN	M-15: PUENTE ARCE (MURO)	l.d	l.d	l.d	126	l.d	l.d	l.d
	M-16: PUENTE ARCE (TECHO LIMOSO)	l.d	l.d	l.d	170	l.d	56	l.d
	M-17: PUENTE ARCE (TECHO ARENAS)	l.d	l.d	l.d	145	l.d	23	l.d
	M-18: "POINT-BAR" -PUENTE ARCE	58	5	7	212	l.d	21120	88
	M-19: BARCENILLA (MURO)	l.d	l.d	l.d	138	l.d	l.d	l.d
	M-20:BARCENILLA (TECHO)	l.d	l.d	l.d	160	l.d	l.d	l.d
	M-21: RENEDO	l.d	l.d	l.d	170	l.d	l.d	l.d
MUESTRAS "BLANCAS"	M-A: PALEO-TERRAZA IRUZ + 3 m	l.d	l.d	l.d	129	l.d	l.d	l.d
	M-B: TERRAZA FLUVIAL PAS-CANALLAVE +7 m	l.d	l.d	l.d	100	l.d	l.d	l.d
	M-C: DUNA TREPADORA +38 m	l.d	l.d	l.d	120	l.d	l.d	l.d
	M-D: DUNA TREPADORA LIENCRES +40 m	l.d	l.d	l.d	116	l.d	l.d	l.d
PLAYA DE USGO	M-14:PLAYA	l.d	l.d	l.d	398	l.d	100	28

TABLA X-XVIII.- Resultados de los análisis químicos de contaminantes pesados-Elementos Minoritarios- en materiales holocenos en el Valle del Pas, Campaña del año 2002. (-en rojo los valores máximos; I.d.= inferior al límite de detección de la técnica empleada).

El resultado de la primera fase de seguimiento del año 2002, representado en la Tabla X-XVIII, muestra una importante presencia de algunos metales pesados en nuestra zona de estudio y que pueden ser altamente contaminantes:

- El **cromo**, el **níquel** y el **cadmio** no se encuentran en proporciones elevadas, por lo que no parece existir seria contaminación a partir de estos elementos.
- El **cobre** sólo se encuentra presente en la marisma de Miengo ("*schorre*" y "*slikke*") y la estación de muestreo en la cola del estuario de Puente Arce con valores inferiores a 60 ppm.
- El **plomo** es el único elemento analizado que se encuentra en todas las muestras. Este metal pesado es reconocido a escala internacional como uno de los más tóxicos y contaminantes. Si bien, su presencia en el Pas puede ser debida a la existencia de *"galena" (SPb)* en sectores donde afloran los depósitos del *aptiense* (IGME, 1976). Aún así, existen zonas de muestreo relacionados con el ámbito estuarino, donde se supera la muestra "patrón" (100 ppm; M-1 a M-7; M-10, M-11; M-14 y M-18.) de forma muy considerable. Entre ellos: la "Duna Piramidal", con las concentraciones más altas llegando a 716 ppm en uno de sus estratos; el "arenal del Puntal" (desembocadura del río Pas) con valores próximos a los 300 ppm y, finalmente, en la Playa de Usgo,

localizada en el punto de vertido de SOLVAY, al W de Liencres, con 400 ppm Estos valores disminuyen de forma considerable aguas arriba en el valle y los puntos de mayor contaminación implican concentraciones de hasta 3 y 4 veces más altas que las detectadas en las muestras "blancas" (Tabla X-XVIII).

- La presencia de **arsénico**, al igual que ocurriera con el plomo, se halla localizada en el tramo estuarino y de la Playa de Usgo, a excepción de la muestra tomada en la barra interna ("*Point-Bar*") del meandro de Puente Arce (cola del estuario).
- Por último, respecto al **cinc**, puede comentarse que es el segundo metal con mayor presencia en la zona investigada. Aparece de forma natural en la *blenda de Cinc (ZnS)* que aflora en el sustrato mesozoico. Las concentraciones más elevadas se ubican en el citado "*Point-Bar*" (Puente Arce) con 2.120 ppm y en la marisma de Miengo ("*schorre*" y "*slikke*") con valores próximos a 600 ppm. Este volumen tan elevado de cinc, en el "*point-bar*", está íntimamente relacionado con la existencia de los otros metales pesados que se han ido describiendo en este apartado. Nos encontramos ante el depósito más rico en metales pesados hallado en la Campaña del 2002, ya que contiene casi todos los elementos que se han analizado para este estudio, a excepción del cadmio: cobre, cromo, níquel, plomo, cinc y arsénico. La presencia de éstos, posiblemente tenga que ver con antiguos laboreos en las inmediaciones de la localidad de Puente Arce y que se describirán en el análisis de la Campaña del año de 2005 (IGME, 1976).

A priori, y a la luz de estos resultados, es posible hacer una interpretación de los mismos: al menos una parte de la contaminación de metales puede tener un origen alóctono y externo a la cuenca del Pas. Hecho que queda corroborado por los datos de algunos estudios descritos que revelaban una fuerte contaminación de metales pesados en la cuenca situada más al oeste (Saja-Besaya) y cuyos vertidos industriales y mineros son de cierta importancia desde mediados del siglo pasado (IGME, 1973; GIL DÍAZ, 1982, SOLVAY, 1995 y CIMA, 2000). El transporte de los mismos hasta el ámbito estuarino del Pas sería realizado por la fuerte corriente de deriva del oeste que domina en este litoral cantábrico. Además, no es inusual que el plomo se transporte por el litoral afectando distintas áreas. Se han dado casos en los que se ha llegado a encontrar plomo en las costas de Asia procedente de la Bahía de San Francisco a miles de kilómetros (BOTKIN y KELLER, 2003).

10.5.5.2.- El seguimiento aguas arriba del Pas, los vertidos internos: seguimiento del año 2005.

Sin embargo, a pesar de la posible influencia de contaminación alóctona a la cuenca, no debe descartarse la presencia de polucionantes con metales pesados provenientes de la propia cuenca del Pas. Pues, en su seno se desarrollaron actividades mineras en un pasado más o menos reciente. Igualmente, el incremento actual de la superficie urbana y la instalación hace años de un polígono industrial pueden ser potencialmente focos emisores. La incidencia de estas actuaciones en la contaminación de los suelos es desconocida a pesar de que se emplazan sobre un conjunto de acuíferos conectados con la cuenca del Pas y que ya fueron comentados en capítulos anteriores (IGME, 1986 y IGME, 1984).

Respecto a la actividad minera en el valle del Pas, señalar que ha sido de escasa importancia en comparación con otras cuencas emplazadas en la cornisa cantábrica, sobre todo, las del País Vasco y Asturias. Sin embargo, durante el pasado siglo y finales del XIX, se desarrolló una minería dispersa cuyos focos se localizaban en los accidentes tectónicos de mayor relevancia (MADOZ, 1863, IGME, 1973). Estas actividades se centraron, principalmente, en la explotación de plomo y cinc (en la cuenca media) así como de hierro y otros metales en las inmediaciones del estuario. También, se aprovecharon las turbas de su cuenca alta. Hoy, todas las explotaciones han sido cerradas y tan sólo permanecen abiertas algunas canteras labradas en afloramientos calizos paleozoicos.

		ANÁLISIS EN p.p.m.								
LUGAR	MUESTRA	Cu	Cr	Ni	Pb	Cd	Zn	As	Fe	Hg
Llanura de Inundación Quijano	M-24	57	10	30	19	n.d.	20	22	1606	n.d.
Llanura de Inundación Borleña 1	M-25	59	10	15	20	n.d.	49	18	3949	n.d.
Llanura de Inundación Borleña 2	M-26	62	11	22	31	n.d.	47	10	1866	n.d.
Llanura de Inundación de P. Viesgo	M-27	52	9	26	86	n.d.	17	11	1134	n.d.
Escombrera de SOLVAY	M-28	55	7	15	n.d.	n.d.	14	6	332	n.d.
Escombrera Mina de Pte. Arce 1	M-29	49	7	107	335	10	829	39	138096	10
Escombrera Mina de Pte. Arce 2	M-30	62	12	27	210	n.d.	520	45	358730	n.d.
Escombrera Mina de Pte. Arce 3	M-31	176	46	38	88	n.d.	293	11	2223	n.d.
Escombrera Cantera Pte. Viesgo	M-32	56	8	21	60	n.d.	52	n.d.	559	n.d.
Vertido Urbano de Boo	M-33	50	9	24	50	n.d.	523	15	4989	n.d.
Arroyo Carrimont-arenas lecho	M-34	60	12	25	42	n.d.	56	17	1208	n.d.
Carrimont-salida depuradora	M-35	35	n.d	15	37	n.d.	24	n.d.	578	n.d.
Llanura inundacion Carrimont	M-36	39	3	13	15	n.d.	14	n.d.	522	n.d.
Vertido Urbano Mogro-estuario	M-37	41	4	25	55	n.d.	97	20	1462	n.d.
POLÍGONO INDUSTRIAL-Vargas	M-38	35	4	12	9	n.d.	26	n.d.	140	n.d.
Playa Cuchia	M-22	47	6	9	12	n.d.	50	12	559	n.d.
Playa de Usgo	M-23	34	n.d.	12	n.d.	n.d.	17	8	435	n.d.

TABLA X-XIX.- Análisis de metales pesados en la cuenca del Pas. Campaña del año 2005. En amarillo niveles máximos obtenidos.

En la Tabla X-XIX se presentan los datos resumidos de la campaña del 2005. Entre los suelos analizados durante esta fase, destaca el correspondiente a las muestras M-29 y M-30, ambas, pertenecientes a la antigua escombrera emplazada en la urbanización de "La Mina" (Puente Arce). En ellas se detecta la presencia de distintos metales pesados con valores muy por encima de los establecidos como potencialmente naturales: hierro (hasta casi 360.000 ppm), mercurio –único punto en el que se ha detectado (10 ppm), níquel (107 ppm) e, incluso, cadmio (10 ppm). Según la documentación analizada (IGME, 1976), la principal actividad de esta mina se vinculaba a la explotación de distintas monteras de hierro fruto de la movilización de sulfuros (marcasita y melnikovita). También, parece que en algún momento se obtuvo cromo, níquel y platino (IGME, 1973). La presencia de estos metales puede plantear serios problemas para la salud -a excepción del hierro- (MMA, 2001), pues se emplazan sobre este sector varias decenas de viviendas en cuyos terrenos se practica en ocasiones actividades agrarias y ganaderas.

En relación con los análisis de cinc, sólo existe una muestra desproporcionada en relación a las demás y corresponde a los valores rescatados del 2002. Por el momento no hemos hallado respuesta a los 21.120 ppm de la muestra denominada "*Point Bar*" (M-18 en la Tabla X-XVIII). Esto se debe a que no hay otra acumulación en escombrera

de mina o de otro tipo de vertido con este porcentaje y que muestre ser un foco emisor. Quedará pues, para futuros estudios.

La presencia de plomo en prácticamente todas las muestras parece tener un origen natural a excepción del caso anterior, al existir en el Pas distintos afloramientos en distintas formas: galena, blenda y otros sulfuros, etc. (IGME, 1973). De todas formas, gran parte de las acumulaciones analizadas ofrecen algún tipo de contaminación y, en especial, las emplazadas en la cuenca baja. Su explicación parece ser geomorfológica: este sector es propicio a la acumulación de arenas y sedimentos y, evidentemente, los metales pesados no pueden quedarse al margen de este proceso. Por lo tanto, la desembocadura del Pas es un autentico *"geo-acumulador"*.

Sin embargo, los resultados obtenidos relativos al resto de vertidos: los urbanos, los de cantería y del único polígono industrial existente, no parecen ser focos importantes de contaminación con metales pesados como podría suponerse tras las referencias de otros estudios. Sin embargo, esto no los hace inocuos a la naturaleza ya que si lo son potencialmente de otro tipo de contaminantes: aceites, fecales, etc.

10.6.-COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON OTROS AUTORES:

En 1990, se defendió en la Universidad de Oviedo una Tesis Doctoral sobre el estado de contaminación de los ríos de Cantabria (ORTEGA, 1990). En dicho trabajo se analizaron, igualmente, las aguas del río Pas y se verificó mediante una analítica más sofisticada que la utilizada por nosotros, cómo la cuenca baja del río, incluyendo el Pisueña, se encontraba fuertemente contaminada: el tramo comprendido entre la localidad de Renedo y la desembocadura del río constituía el sector más crítico. En este trecho, se superaban con creces los valores recomendados por las normativas de calidad españolas y de la Unión Europea en los siguientes parámetros: por un lado, de amonio, nitritos, nitratos y fosfatos como contaminantes relacionados con la acción antrópica; y sulfatos, cloruros, sodio y potasio, con posibilidad de estar relacionados con efectos naturales como el lavado de las sales triásicas de facies *"Keuper"* que afloran en el Monte Dobra (Puente Viesgo), y la acción marina.

Contrastando los análisis efectuados por Ortega con los llevados a cabo en esta Tesis, resalta un incremento considerable en los valores de nitratos existentes en las aguas. En 1990, las aguas del estuario no sobrepasaban los 4-5 mg/l, mientras que 15 años después, nosotros hemos podido registrar en este segmento del río valores muy superiores, como es el caso de Puente Arce (unos 15 mg/l aproximadamente).

Por otro lado, hay que hacer mención al reciente y minucioso trabajo realizado para el cumplimiento de la Directiva Marco de Aguas por parte de la Universidad de Cantabria (Grupo de Emisarios Submarinos) (UC, 2005). En el mismo, se destacan niveles por encima de los deseados para un río con salmónidos por lo que se está fuera del cumplimiento de la normativa europea para este tipo de aguas continentales. Valores extremos de pH (ocasionalmente superiores a 9), amonio (próximos a 4 mg/l en los meses de Junio y Octubre), fosfatos (0,7 a 10 mg/l), coliformes (meses de Agosto, Octubre, y Abril con máximos que sobrepasan en la cuenca media-baja los 10.000 UFC (ya hablamos en su momento del "*bouchon vaseux*") y estreptococos (en Agosto y Octubre con cifras en algunos casos superiores a los 2.000-4.000 UFC) han sido los más significativos (Tablas X-XX y X-XXI). La procedencia parece estar relacionada tanto con la presencia de heces animales como humanas. Es muy posible, que el origen de las mismas venga determinada por los distintos vertidos urbanos y, sobre todo, ganaderos (hay más de relacionado 300 explotaciones que cubren una superficie de más de 500 km^2).

Más concretamente, se llega a informar de lo siguiente respecto a los fosfatos (UC, 2005):

"*La concentración de fosfatos en las aguas de la cuenca Pas-Pisueña no sigue un patrón longitudinal o estacional definido. Los máximos valores de fosfatos se alcanzan en las estaciones (….) PA4 (Puente Viesgo) en junio y PA5 (Renedo de Piélagos) en febrero y junio. Numerosas estaciones tanto de tramos altos como bajos superaron valores indicativos deseables para el desarrollo de salmónidos y ciprínidos en distintos meses del año"* (Refiriéndose al año 2005, año de toma de muestras).

Relativo al amonio se destaca igualmente que:

"…la concentración de amonio no sigue un patrón longitudinal ni estacional definido. Durante los meses de febrero y junio la concentración de amonio alcanza en todas las estaciones de la cuenca Pas-Pisueña los valores máximos. Todas las

estaciones superan los límites establecidos de concentración de amonio para el desarrollo de especies salmonícolas y ciprinícolas en los meses de febrero y junio".

Estación	Fecha	Fosfatos (mg/ml)
PA1	Abril	0,7
PA1	Junio	10,2
PA4	Febrero	0,9
PA4	Junio	2,2
PA5	Febrero	4,2
PA5	Junio	4,2
PI1	Febrero	0,5
PI3	Febrero	2,4
PI3	Abril	0,4

Concentración de fosfatos en la cuenca del Río Pas que superan los valores críticos para el desarrollo de salmónidos (<0,2 mg/ml) y ciprínidos (<0,4 mg/ml).

TABLA X-XX.- Concentraciones de fosfatos obtenidos por la UC (2005) para la futura aplicación de la DMA en la cuenca del Pas-Pisueña. Estaciones de medida: A1: Vega de Pas; PA4: Puente Viesgo; PA5: Renedo de Piélagos; en la cuenca del Pas y PI1: Selaya; PI3: Santa María de Cayón; en la cuenca del Pisueña.

	Verano			Invierno		
Estuario	Coliformes totales	Coliformes fecales	Estreptococos fecales	Coliformes totales	Coliformes fecales	Estreptococos fecales
Pas	2950	425	30	865	95	143

Supera los valores imperativos

Supera los valores guía

TABLA X-XXI.- Concentración de coliformes fecales y estreptococos en el estuario del Pas. Superación de valores guía permitidos para las aguas de baño según la directiva europea 76/160.

Según estos estudios, es el estuario donde hay mayor concentración de nutrientes y, donde en algunos puntos se han alcanzado niveles máximos de 20 mg/l en fosfatos y 696 mg/l en nitratos. Según el informe (UC, 2005), este hecho responde:

"de acuerdo al patrón general descrito para estas latitudes, en el estuario del Pas en otoño la rotura de la termoclina estimula el incremento de los nutrientes"

En este mismo documento, se estudian también las concentraciones de metales pesados en el estuario del Pas, en su sector más próximo a la desembocadura, y exclusivamente en fangos (zonas de marisma). Los resultados se exponen en la Fig. X-43.

		PAS				
VARIABLES		PA-2S	PA-1I	PA-3	PA-04	PA-1S
METALES PESADOS	Fe(mg/kg)	26.455	67.313	21.583	36.500	-
	Zn(mg/kg)	417	1.815	771	332	-
	Cr t(mg/kg)	59	50	41	64	-
	Pb(mg/kg)	77	280	94	81	-
	Ni(mg/kg)	33	26	21	34	-
	Cu(mg/kg)	22	12	12	23	-
	As(mg/kg)	23	35	19	18	-
	Cd(mg/kg)	2	2	2	0	-
	Hg(mg/kg)	3	1	<0,2	1	-

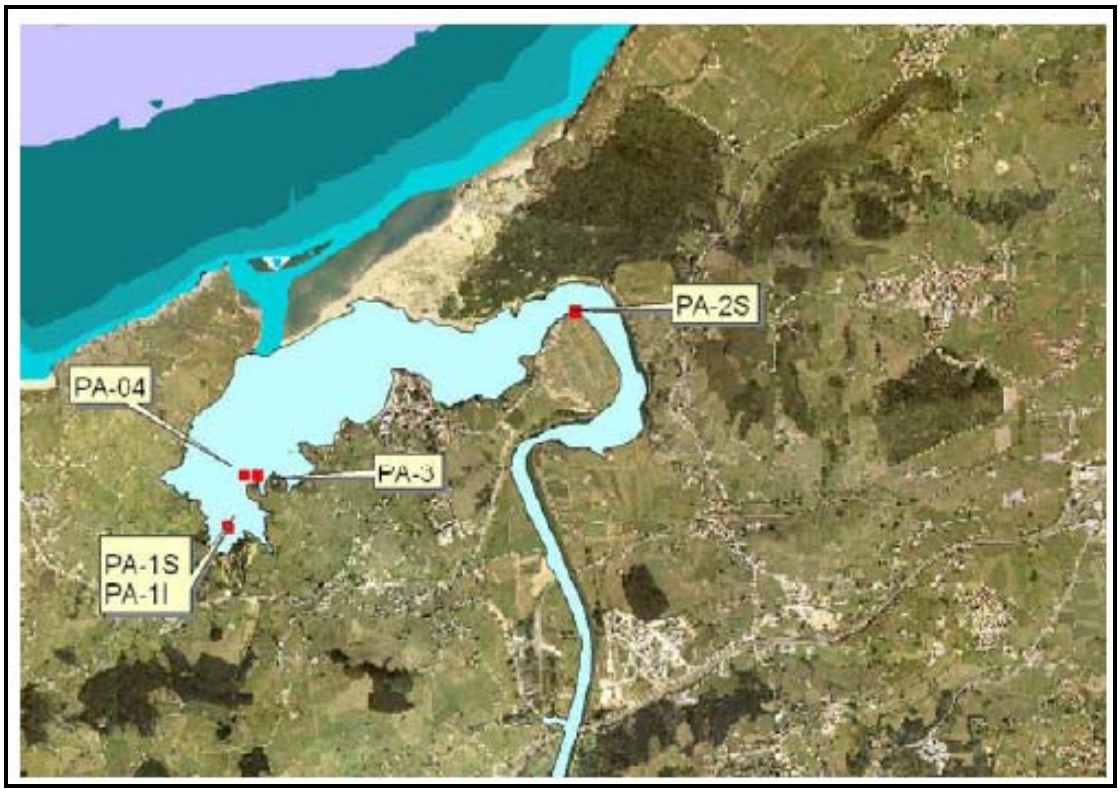


Fig. X-43.- Estaciones de medida (inferior) y resultados de la concentración de metales pesados (superior) pertenecientes al estudio de la UC (2005) para la aplicación de la DMA en la cuenca del Pas.

Realizando un sencillo ejercicio de contraste respecto a los resultados obtenidos para la presente Tesis se puede decir lo siguiente[5]:

- Respecto al **cobre**, apenas existen diferencias y, quizás, los valores son sensiblemente más bajos (unos 20 ppm) respecto a la los obtenidos en la Tabla X-XIX (de la cuenca media) y de la marisma de Miengo (M-12 y M-13), realmente próxima a la estación de medida de la DMA de PA3.

[5] señalar que 1 ppm se corresponde con la unidad de medida de mg/kg

- **El cromo** presenta, no obstante, valores superiores a la mayoría de las muestras analizadas por nosotros (superan los 50 ppm) a excepción de la muestra obtenida en la escombrera de la antigua mina de Puente Arce (M-31 de la Tabla X-XIX).

- El **níquel** y **plomo** ofrecen valores muy similares aunque, EN este último elemento, hay algunas diferencias. En nuestro análisis de la playa de Liencres se superaba al resto de acumulaciones, incluso, las de naturaleza fangosa y la media en nuestro caso supera los 100 ppm.

- El **cadmio** apenas se encuentra presente pero en las marismas se han detectado niveles de 2 ppm sólo superados por el vertido de la escombrera de Puente Arce (M-29 de la Tabla X-XIX).

- El **cinc**, en las marismas analizadas para la DMA en los fangos de la desembocadura, presenta valores relativamente altos (de 300 a 1.800 ppm) que sólo son superados por los análisis de esta Tesis en el caso del "*point bar*" de Puente Arce (M-18) y muy similar al hallado por nosotros en la marisma próxima de Miengo (M-13 y M-14).

- El **arsénico** se sitúa en valores cercanos a los 20-30 ppm en los tramos próximos a la desembocadura y sólo son ampliamente superados, una vez más, por el citado "point bar" con 88 ppm.

- El registro de las concentraciones de **hierro** es bastante mayor en las medidas obtenidas para la DMA en las marismas que en el resto de la cuenca del Pas a excepción de los materiales analizados correspondientes a las zonas de cantería y minería de aguas arriba del valle del Pas.

-Por último, destacar la presencia de **mercurio** en las marismas de Miengo y de forma particular en la muestra relativa en el Campo de Golf de Mogro en el que se ha registrado hasta 3 ppm, sólo superado por la escombrera de la antigua mina de Puente Arce con 10 ppm (M-29).

Para terminar con este apartado, señalar que en los análisis efectuados por la UC relativos a los **policlobifenilos** (PCBs), ninguno ha registrado concentraciones por encima del límite de detección. Por otro lado, no ocurre así con el ***fluoranteno,*** el cual ha sido el único **hidrocarburo aromático policíclico** (HAPs) cuya concentración ha superado el límite de detección establecido (0,03 ppm).

10.7.- CONSECUENCIAS DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES PESADOS:

*** Valoración de los resultados:**

El estudio de los contaminantes pesados es, a día de hoy, uno de los más importantes problemas tanto en materia medio ambiental como en los aspectos relacionados con la salud. Los metales pesados son componentes naturales de la corteza de tierra y no pueden ser ni degradados, ni destruidos. Su principal riesgo estriba en su posible acumulación e incorporación al cuerpo humano a partir de la ingestión de alimentos, agua potable y, en algunos casos, por inhalación o incluso contacto cutáneo (IRWIN et al., 1997). Sin embargo, también, la carencia de algunos de estos metales puede ser perjudicial para los seres vivos; así, elementos como el cobre, hierro y cinc tienen gran importancia en el funcionamiento metabólico. Por lo tanto hay que delimitar correctamente cuales son los parámetros de su toxicidad en los distintos ambientes. En esta tesis no se ha pretendido realizar un examen exhaustivo ya, que este debe ser objeto de los auténticos especialistas, pertenecientes a las áreas de Química y la Bioquímica. Pero si deseamos denunciar la presencia de estos elementos altamente venenosos en el valle del Pas. Recientemente, el CEDEX estableció una serie de criterios con valores límite de metales pesados en suelo, con el fin, que los gobiernos regionales o nacionales actuasen para su eliminación o la toma de algún tipo de medidas. Éstos quedan reflejados en la Tabla X-XXII y se proponen 2 niveles de actuación, siendo el nivel I para los menos graves y, el II para casos extremos donde debe existir algún tipo de intervención.

Contaminante	Nivel de acción 1 (NAI)	Nivel de acción 2 (NAII)
Mercurio	0.6	3
Cadmio	1	5
Plomo	120	600
Cobre	100	400
Zinc	500	3000
Cromo	200	1000
Arsénico	80	200
Níquel	100	400

TABLA X-XXII.- Límites para la actuación en materiales degradados respecto a la presencia de metales pesados del CEDEX (UC, 2005). Valores en mg/kg.

Atendiendo a la tabla, se pueden determinar una serie de espacios conflictivos:

1) En el tramo de estuario, el documento de la DMA (UC, 2005) reconoce que *"resultan llamativos los resultados de los análisis de metales pesados"*. Y más, si se tiene en cuenta, que en las inmediaciones a la zona de toma de muestras no existen actividades industriales.

2) Se reconoce, igualmente, que el sector más preocupante y que podría ser motivo de una actuación de nivel II por la presencia de mercurio, es la estación del Campo de Golf de Mogro.

3) Respecto al nivel I, más de la mitad de las estaciones de medida presentan metales de alta toxicidad (mercurio, cadmio, plomo y zinc) que necesitarían algún tipo de actuación.

4) Uniendo estas estaciones a los muestreos efectuados en esta Tesis se pueden señalar como las zonas de mayor conflictividad las siguientes localizaciones:
- Algunos tramos ("Puntal") de la Playa de Liencres donde se supera en plomo, no el nivel I de actuación, si no el II en algunos casos.
- El "*point bar*" de Puente Arce con niveles de aplicación I para el arsénico y II para el cinc.

- Y, finalmente, la zona de mayores problemas, la escombrera de la antigua mina del barrio del mismo nombre en Puente Arce en el que se superan el nivel I en cobre, cinc y níquel y, el II en cadmio, plomo y mercurio.

*** Otros análisis:**

A raíz de los resultados obtenidos en las muestras de suelo, surgía la pregunta sobre si existía algún tipo de contaminación en las aguas mismas del Pas y, por lo tanto, si contenían metales pesados. Por ello, se hizo una campaña exclusiva para el río Pas y siguiendo la metodología descrita en el Capítulo II.

Se tomaron un total de 10 muestras: sólo 3 dieron positivo en cobre, plomo y cinc. Se da la circunstancia que, además, todos ellos se emplazaban en el entorno del estuario. Los resultados se muestran en la Tabla X-XXIII y, simplemente confirmar, que "*a priori*", la concentración hallada realmente alta y sus valores son exagerados. En efecto, los límites para el cobre se encuentran entorno a 100 µg/l (0,1 µg/ml), 400µg/l (0,4 µg/ml) para el cinc y, 50 µg/l (0,05 µg/ml) para el plomo (Según RD 1423/1982 del 18 de Junio; BOE del 29 de Junio de 1982). Por ello, creo conveniente que se efectúe un contra-análisis y un seguimiento en el futuro cuyos resultados, desafortunadamente no han podido obtenerse para esta Tesis. En caso de confirmarse estos valores, el Gobierno de Cantabria debería tomar algún tipo de medida drástica por el claro riesgo que esta situación tiene.

Muestra	Lugar	Cu (µg/ml)	Pb (µg/ml)	Zn (µg/ml)
M-1	Embarcadero de Mogro	42	8	3
M-2	Campo de golf de Mogro	12	5	3
M-3	Puente Arce (Puente Antiguo)	31	10	6

TABLA X-XXIII.- Análisis de metales pesados disueltos en agua. Zona de estuario.

Hay que destacar que, a tenor de los resultados obtenidos, con la colaboración de algunos pescadores (preocupados por la situación del salmón y del propio río Pas), del Departamento de Química Agrícola de la U.A.M. y el apoyo del Dr. Zapatero de la

Facultad de Farmacia de la Universidad Complutense de Madrid, en el año 2004, se realizó una campaña de captura de elementos de la ictio-fauna del valle. La intención, era observar el estado en que se encontraba la misma desde el punto de vista parasitario y, si además eran portadores de metales pesados. El resultado si bien, hay que tomarlo con precaución, ya que faltan más capturas para tener una buena serie estadística (sólo se analizaron 8 elementos capturados), fue de cierto interés (Tabla X-XXIV).

ESTUDIO METALES PESADOS RIO PAS/PARASITOS													
			PARÁSITOS			*METALES PESADOS (ppm)*							
Nº	peso (gr)	ESPECIE	ANÁLISIS EN		ANÁLISIS EN	Zn	Hg	Pb	Cu	Cd	FECHA (captura)	LUGAR	MAREA
1	400	Trucha	Piel	n.i.	Hígado	10	n.d.	22	36	3	JUL_2004	PUENTE VIESGO	PLEAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
2	200	Trucha	Piel	n.i.	Hígado	8	n.d.	17	28	n.d.	JUL_2004	PUENTE VIESGO	PLEAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	3	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	5	6	n.d.			
3	500	Trucha	Piel	n.i.	Hígado	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	JUL_2004	CARANDÍA	PLEAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	7	n.d.	n.d.			
4	1.000	Mugil (Mule)	Piel	n.i.	Hígado	7	n.d.	25	32	n.d.	JUL_2004	PUENTE VIESGO	PLEAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
5	100	Mugil (Mule)	Piel	n.i.	Hígado	15	n.d.	30	43	n.d.	JUL_2004	Embarcadero MOGRO	BAJAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	3	4	n.d.			
			Branquias	M.I.	Importante infección por protozoos								
6	700	Mugil (Mule)	Piel	n.i.	Hígado	6	n.d.	10	35	n.d.	OCT_2004	PUENTE ARCE	PLEAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
7	650	Mugil (Mule)	Piel	n.i.	Hígado	12	n.d.	27	33	n.d.	OCT_2004	PUENTE ARCE	PLEAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
8	100	Mugil (Mule)	Piel	n.i.	Hígado	11	n.d.	31	30	n.d.	OCT_2004	CARANDÍA	PLEAMAR
			Vísceras	n.i.	Raspa	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
			Carne	n.i.	Carne	n.d.	n.d.	7	n.d.	n.d.			

TABLA X-XXIV.- Presencia de metales pesados en elementos de la ictio-fauna de la cuenca del Pas.

Como se puede apreciar, dos especies fueron las obtenidas: truchas (*Salmo trutta*) y los denominados popularmente en Cantabria como "mules" (*Mugil labrosus*). El primero, objeto de pesca para consumo frecuente y, el segundo, sólo lo es de forma ocasional. Sin profundizar mucho en estas especies, destacar que el primero necesita aguas de cierta calidad, mientras que el segundo es conocido por su adaptabilidad (típico de aguas altamente contaminadas) y depredación con una dieta realmente pobre. Desde el punto de vista del análisis parasitario, es significativo que sólo una pieza mostró presencia de infección, mientras que el resto no ofrecieron en su estudio patologías de consideración. En el caso de los metales pesados y, como se puede observar en la Tabla X-XXIV, todas las piezas capturadas tenían concentraciones en metales pesados, sobre todo en vísceras (hígado). Si, bien estas no suelen consumirse, tres peces contenían niveles de contaminantes elevados en carne (dos "mules" -5 y 8- y

una trucha -3-). Efectivamente, del nº 3, la trucha, el contenido en plomo era de 7 ppm, muy por encima de los 0,4 ppm permitidos por el **reglamento de la CE, Nº 466/2001 del 8 de marzo de 2001 por el que se fija el contenido máximo de determinados contaminantes en los productos alimenticios.** Más preocupante es, si cabe, la presencia de cadmio en el nº 5, donde se sobrepasan los niveles permitidos de forma extraordinaria (0,1 ppm).

Por lo tanto, aunque faltarían por realizar unas cuantas capturas más para hacer una valoración más rigurosa, sí se puede decir que la fauna del Pas es vulnerable a la presencia de metales pesados bien sea de forma natural, bien antrópica.

10.8.-TIPOS DE VERTIDOS EN EL RÍO PAS:

En definitiva, la contaminación en el Pas tiene posiblemente dos vías. En la cartografía realizada al efecto (ver ANEXO PLANOS, MAPA 2, HOJAS, 1, 2, 3, 4 y 5), se han emplazado los vertidos más importantes del Pas y que se han ido localizando durante los distintos trabajos de campo. No obstante, hay que reconocer que dado el tamaño de su cuenca es más que posible que hayan quedado, todavía, algunos puntos de vertido por localizar. Por lo tanto, podremos clasificar la contaminación del Pas según su procedencia:

1.- Autóctona: relativa a la propia cuenca y que se produce de forma habitual a través de los arroyos y emisarios.

2.- Alóctona: o que proviene desde el litoral y penetra mediante la onda de marea. Ésta sólo afecta al estuario y de forma muy particular al sector externo.

A continuación las desarrollamos con más detenimiento.

10.8.1.- VERTIDOS AUTOCTONOS (VER ANEXO PLANOS CONTAMINACIÓN: MAPA 2, HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5):

Los vertidos al río Pas son de distintos tipos: ganaderos (purines), urbanos y de residuos lácteos. Como se ha visto, la calidad de las aguas del Pas parece haber empeorado desde el año 1986.

En toda la cuenca abundan los vertidos urbanos y ganaderos, ya que esta última actividad es uno de los motores económicos de la comarca. Sin embargo, de toda la zona investigada, es a partir de Renedo, dónde se incrementa la capacidad contaminante de los mismos. El Arroyo Carrimont es un claro ejemplo dónde incluso se dejan las mangueras para verter los purines directamente en su mismo cauce (Fig. X-44).

Fig. X-44.- Manguera para el vertido de purines en el arroyo Carrimont. Véase que han quedado desperdicios de los mismos en el camino.

Los vertidos urbanos están presentes prácticamente en la totalidad del río sin que existan depuradoras para su filtrado salvo en alguna excepción.

Respecto a los vertidos industriales o mineros, el Pas no conoce la profusión de los primeros aunque, como se ha visto, existen testigos de los segundos en Puente Arce o la cantera de Corrobárceno.

Afortunadamente está en marcha un proyecto de depuración de aguas que comprende el sector más conflictivo: el territorio existente entre las localidades de Renedo y Quijano y, que en un futuro (año 2014), posiblemente alcance al tramo medio del Pas con la construcción de unas 8 infraestructuras más destinadas a la depuración y tratamiento de las aguas contaminadas (UC, 2005). Además, la esperanza de una mejoría en el medio ambiente del valle del Pas y de sus aguas se puede hacer patente en cuanto se aplique la Directiva Marco de Aguas de la Unión europea que, en el caso del Pas debe estar en funcionamiento para el año 2009 aproximadamente.

10.8.2-CONTAMINACIÓN EXTERNA A LA CUENCA:

El estuario ha demostrado ser el sector más afectado y no sólo sufre la contaminación propia o autóctona procedente de su cuenca. Durante el período en que se ha llevado a cabo esta investigación se ha presenciado, en más de una toma de muestras, cómo durante las mareas llenantes penetraban, desde la desembocadura, manchas de tonalidad lechosa, procedentes de la playa de Usgo y originadas por los vertidos de la empresa "SOLVAY". Es evidente, que si la deriva litoral circula en sentido W-E, y arrastra en su seno abundantes contaminantes procedentes de la playa de Usgo y de la ría de San Martín de la Arena (Suances), es muy factible que parte de estos vertidos penetre en el estuario del Pas durante los procesos de subida de la marea. Además, el hecho de que la ría de Pas se encuentre confinada y orientada a las direcciones de oleaje y viento predominantes que son contrarios a la dirección de evacuación de sus aguas, hace más difícil la vuelta al mar de dichos contaminantes.

Otra demostración de la influencia externa se pudo observar en la desafortunada catástrofe del año 2002: el hundimiento del "Prestige". Sus efectos, que alcanzaron buena parte de la costa oriental atlántica, también se manifestaron en el estuario del Pas. Como se puede ver en la Fig. X-45, su permanencia en forma de "*galletas*" perduró hasta el año 2004.

Fig. X-45.- a) y b) Recogida de fuel en el parking de la playa de Liencres y en la playa estuarina de Mogro o "Usil"-año 2003. c) y d) Evolución de una "galleta" de fuel o "chapapote" en el interior de la ría del Pas, entre el año 2004 (Julio) y el 2005 (Julio) respectivamente.

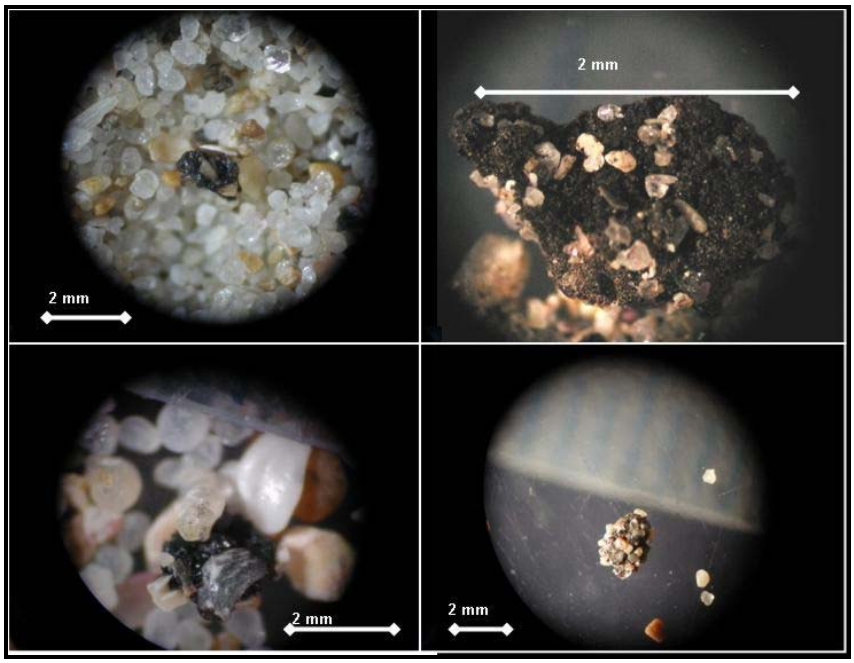


Fig. X-46.- Restos de "chapapote" a escala milimétrica incorporados al cordón dunar de Liencres tres años después del hundimiento del "Prerstige". Muestras correspondientes al arranque de la "duna lingüiforme".

Yo mismo pude observar la muerte de cormoranes en Liencres y la desaparición temporal de esta especie en el ámbito estuarino. Además, resulta de gran interés advertir como la desagregación del fuel contaminante, una vez reseco por efecto de estar a la intemperie, se detectaba en los exámenes morfoscópicos de los granos de arena del frente dunar realizados en el año 2005 (Fig. X-46).

Hay que destacar, por otro lado, la creciente preocupación por parte de la Consejería de Medio Ambiente y de algunos sectores de la población, de un fenómeno que parece es extensible a la mayoría de los estuarios de Cantabria y su solución, a pesar de haberse realizado distintos seguimientos, aún se desconoce: la aparición de "espumas" cuasi-permanentes (CMAGC, 2006). En el caso del Pas, es particularmente alarmante (Figs. X-47 y X-48). En efecto, a partir de una serie de denuncias planteadas durante el año 2006 por parte de una comunidad de propietarios, la Consejería inició una investigación donde se reconoce su origen desconocido y, si su génesis se debe a un hecho de contaminación difusa o puntual.

Fig. X-47.- Espumas en el embarcadero de Mogro. Estuario del Pas. (Foto 25 de Octubre de 2007).

Desafortunadamente, los análisis químicos aún no han podido resolver estas dudas. Es tan notoria la presencia de estas espumas que se realizó una campaña de

recogida y limpieza de las mismas y, en un solo día, se sustrajeron en el estuario del Pas más de una tonelada de este compuesto.

Fig. X-48.- Acumulación de espuma en el sector interno del estuario. Arriba: sector próximo al Campo de Golf de Mogro (Foto de Abril 2002). Abajo: Sector entre el campo de Golf y el Puente de la FEVE (Foto Octubre de 2001).

CAPÍTULO XI:
CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES:

Se pretende resumir aquí, de forma sintética y sistemática las consideraciones finales obtenidas en esta Tesis. La valoración se hará siguiendo un orden en donde el sistema dunar de Liencres y los dos elementos hidro-geomorfológicos principales, el estuario y el río serán los ejes principales del discurso.

11.1.-EL SISTEMA DUNA-PLAYA DE LIENCRES:

a) Génesis pretérita del sistema:

1.- El estuario del Pas ha sufrido diversas transgresiones y regresiones marinas desde el Pleistoceno. No se han localizado depósitos detríticos propios de rasa en los distintos niveles (+ 80 m y los + 40-50 m) aunque su superficie ha podido ser modelada por las aguas marinas en tiempos pasados habiendo sido su posición geomorfológica realzada por los procesos epirogénicos que afectan a este sector de la costa cantábrica. Respecto a las acumulaciones pretéritas localizadas en el seno del estuario, señalar que pertenecen a antiguos retazos fluviales, principalmente asociados a la morfología de un "**abanico aluvial"** de edad pleistocena que descendía, a modo de plano inclinado, desde los +70 m en la localidad de Puente Arce hasta los +35 m en el sector de las dunas; sus segmentos distales se encuentran hoy sumergidos por el actual nivel del mar. Encajados por debajo de su antigua topografía se disponen algunas acumulaciones fluviales posteriores.

2.- La génesis del sistema eólico hay que emplazarlo en momentos posteriores a la crisis climática del Würm, hace unos 18.000 años (como en la mayoría de los sistemas de dunas de Europa). Entonces, la ruptura de la fitoestabilización de las vertientes y el retroceso que experimentó el mar (unos 100-120 m por debajo del nivel actual), propició la acumulación de sedimentos y arenas en este sector.

3,- El estuario del Pas, o Ría de Mogro, ha tenido distintas salidas al mar en diferentes momentos cuaternarios. Así, durante el Estadio Isotópico Nº 2 (Máximo de la Glaciación Alpina Würmiense) desembocada en el mar a unos 5 km al norte de la actual línea de costa y se encontraba alineado con la playa de Canallave. Posteriormente, con los procesos de acumulación de arenas que tienden a confinar el estuario, y de los levantamientos isostáticos y neotectónicos, el río cambió paulatinamente su desembocadura hasta sectores más occidentales para pasar, después, a su ubicación actual, en el flanco de los acantilados de las "Lanchas".

4.- La subida del nivel del mar durante el "Flandriense" (hace unos 6000 años) ha dejado su testigo en la génesis de las marismas estuarinas de "Miengo", "La Unquera" y "Piélagos" situadas a unos 1-2 m por encima del nivel del mar actual. La respuesta del sistema dunar ante esta transgresión se desconoce, aunque presumiblemente afectó de modo negativo.

5.- Tras el "Flandriense", el nivel del mar descendió hasta su posición altimétrica actual. No obstante, en los últimos 100 años, se ha vuelto ha experimentar un ligero ascenso del mismo.

a) Conformación actual y dinámica litoral:

1.- El complejo dunar del Parque Natural de Liencres se ha formado tanto por las arenas procedentes del río Pas, como por los aportes venidos de otros sectores del litoral Cantábrico situados al Oeste del mismo.

2.- La presencia de un volumen tan importante de arenas en este sector del Cantábrico, viene determinada por la confluencia de diferentes factores:

- Una orientación al NW, que propicia la llegada de aquellos materiales detríticos desde otros sectores de la costa movilizados por el transporte de la deriva litoral.

- la dominancia del oleaje de esta componente que tiende acumular las arenas en este sector (*oleaje constructivo*);

- La presencia constante de vientos intensos que permite el secado y transporte durante el momento de bajamar de los granos desde la línea de playa hasta el cordón dunar;

- Y finalmente, la existencia de "captadores" naturales (ramas, piedras, etc), que al acumularse secularmente en la desembocadura del río han contribuido, por un lado, a los procesos de sedimentación al frenar la energía del río. Y por otro, a la parálisis o bloqueo del transporte eólico de las partículas arenosas provenientes desde la playa.

3.- El conjunto conformado por la playa, dunas y estuario reproducen un ciclo respecto a la movilidad y transporte de las arenas (Fig XI-1). A continuación se expone el proceso:

- Las arenas que conforman el campo dunar de Liencres proceden, en su mayor parte, de los tramos alto y medio de la cuenca del Pas arrastradas por las aguas fluviales. Su litología dominante es el cuarzo, liberado por la disgregación de las areniscas jurasicas y cretácicas.

- No se descarta la llegada de otros sedimentos provenientes desde sectores más o menos alejados de la costa. Especialmente desde parajes más occidentales, ya que en el "*Puntal*" hay una fuerte presencia de Magnesio, elemento integrados de los carbonatos dolomitizados, que no está presente en ninguna analítica mineralógica de las acumulaciones fluviales del río Pas, pero que, en cambio, sí aparecen en la Playa de Usgo. Luego existe una alimentación detrítica en Liencres que es ajena al propio valle del Pas y relacionada con la deriva litoral dominante en este sector de dirección oeste-este.

Cuando las arenas llegan al "*Puntal*" de Liencres, desde el río y el litoral, son arrastradas por las corrientes y el oleaje hasta las llanuras intermareales de la playa con dirección SW-NE.

4.- Durante los momentos de bajamar, los vientos dominantes del NW y del WNW, a partir del umbral de unos 14 km/h de velocidad, desecan las arenas y

las movilizan hacia el SE y ESE del campo eólico, en dirección a la "berma" y el cordón dunar.

5.- Las partículas arenosas, al llegar al cordón dunar y a las dunas embrionarias, se depositan por el freno, ya comentado, impuesto por los obstáculos naturales *inertes* o *vivos* (ramas o vegetación respectivamente).

6.- Con el paso de cierto tiempo, estas acumulaciones arenosas pueden, o no, ser colonizadas por la vegetación. En Liencres, la fijación de ésta se produce en los tramos centrales y orientales del complejo dunar.

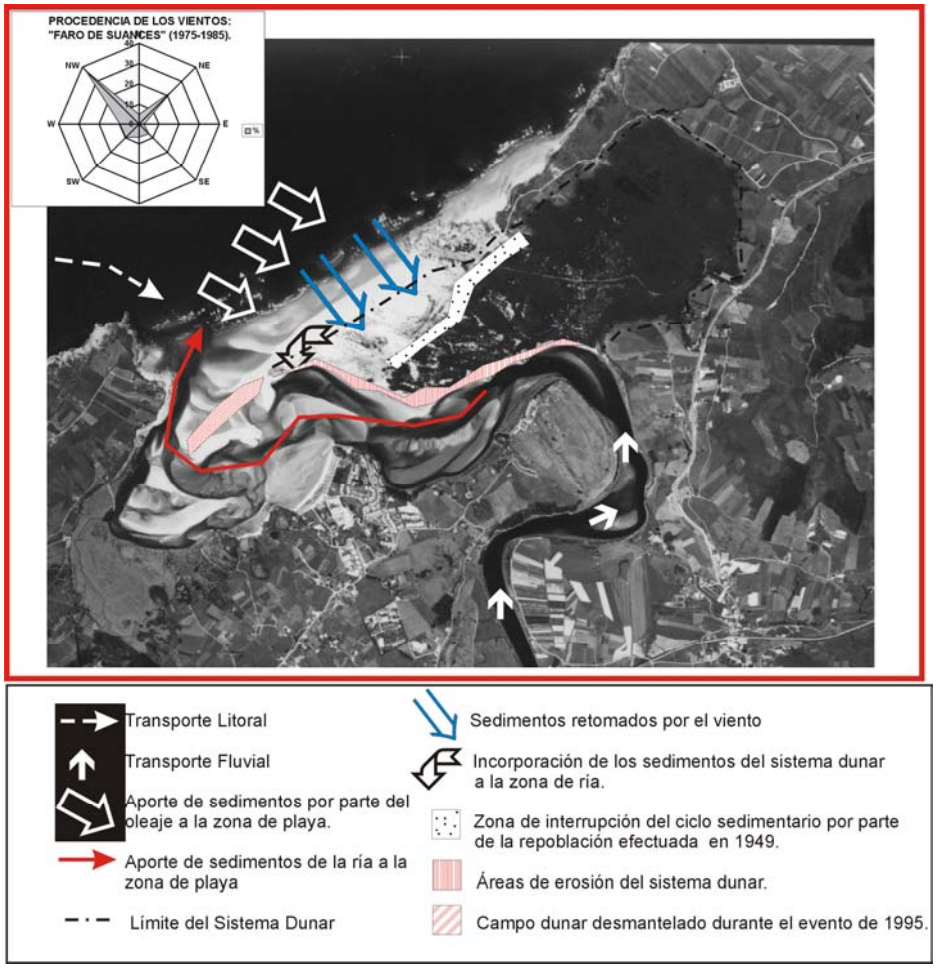


Fig. XI-1.- Dinámicas actuantes en el complejo playa-duna-estuario de Liencres.

7.- El proceso de relleno de la Ría de Mogro, también se produce por los aportes de las dunas ubicadas en sus márgenes. Así, sus orillas arenosas conocen un

lento pero continuo proceso de desmantelamiento que, en los últimos años, se ha traducido en un retranqueo de entre 2-4 m de la margen del estuario.

8.- Esta arena puede, o bien permanecer sedimentada durante cierto tiempo en un banco del estuario (sí no es transportada por una corriente lo suficientemente fuerte), o ser trasladada hasta la desembocadura y el "*Puntal*" por la fuerza de los canales con mayor energía.

9.- Y por último, sí la arena no es arrastrada hacia mar adentro, podrá volver incorporarse al ciclo nuevamente.

b) Causas de la rotura del "Puntal" de Liencres en 1995 y de los actuales procesos regresivos del sistema dunar (Tabla XI-1):

1.- La rotura del "Puntal" en el mes de Febrero de 1995 respondió a un proceso cíclico que se produce cada 20-25 años en el que confluyen una serie de factores:

-Los procesos de socavación lateral efectuado en las márgenes del meandro cuando se adosa a las dunas del "Puntal" (como ocurrió entre mediados de los ochenta hasta mediados de los noventa);

-El funcionamiento, en el tramo acantilado en la margen izquierda de la desembocadura del río Pas, del denominado *"efecto Jet"* capaz de erosionar el "Puntal" por la energía que, en ocasiones, desarrolla la corriente paralela a la línea de playa.

-La presencia de fuerte oleaje y con una altura considerable de sus olas, bien sea durante un período de cierta duración o de corto desarrollo. Concretamente, el año anterior a la rotura (1994) aquel fue muy intenso y caracterizado por su elevado dinamismo. Pero, además, en los meses de Enero y de Febrero de 1995, se produjeron olas durante las pleamares que llegaron a superar los 5 m de altura y que impactaron contra la base de las dunas del "Puntal", ocasionando una situación de notable "estrés" en la playa de tal intensidad que determinó un descalzamiento parcial de las dunas en este sector.

-La coincidencia de una marea con coeficiente elevado (98).

-La intensidad del viento existente con velocidades que superaron los 60 km/h. Su procedencia fue del Sur por lo que implicó un transporte de las partículas arenosas desde el cordón dunar hacia el mar.

-Un incremento considerable del nivel medio del mar, en un lapso de tiempo corto (no más de 5 años), que contribuye a un "estrés" en el sistema playa-duna.

En definitiva, después de analizar todas las dinámicas actuantes, hay que señalar que por sí solas no tienen por qué producir la rotura del "Puntal": deben confluir algunos de estos factores para que sus efectos se reflejen en el sistema dunar.

2.- Sin embargo, se ha detectado un proceso de regresión continuo. Por un lado, la duna de "Piramidal" (que se encuentra en el "Puntal"), persiste en su regresión. En los últimos años y desde el momento de la rotura, ha retrocedido otros 180 m implicando con una pérdida de volumen muy importante. Respecto al "Puntal", la dinámica del oleaje y mareal continúa erosionando este sector; sin embargo, las dunas adosadas a la ría responden a una erosión efectuada por factores naturales y antrópicos:

-Los primeros están relacionados con una posible disminución del transporte sedimentario por parte del río, ocasionado por un período de sequía que comenzó en la segunda mitad de los años ochenta.

-Otro factor natural radica en la existencia de fuertes pendientes en las laderas dunares (superiores al 45 % en algunos casos). Su inestabilidad hace caer el arbolado que, a su vez, arrastra consigo gran parte del suelo en el que se alojan sus raíces.

-También, las acciones de las mareas durante las pleamares y las crecidas del río pueden ocasionar socavación en la base de las dunas, ocasionando deslizamientos de paquetes arenosos desde los segmentos más altos por la acción gravitatoria.

Las actividades antrópicas que han contribuido a los procesos de desmantelamiento en el borde meridional de las dunas han sido varias:

-por un lado, la interrupción del transporte de arenas desde el tramo alto del río Pas a causa de la canalización efectuada entre los años 1983 y 1995. Esta infraestructura impide la retoma de materiales detríticos en las márgenes del cauce labradas en la llanura aluvial y también dificulta la llegada de los aportes laterales al río desde las vertientes. Por lo tanto, se produce un empobrecimiento de la carga potencial que podría arrastrar el cauce del Pas y que alimentaría al sistema dunar de Liencres. Además, estos efectos son agudizados por la sustracción de áridos efectuada por varias explotaciones en el lecho del río.

NATURALES	ANTRÓPICOS
Oleajes superiores a los 3 m de altura	**Canalización del río Pas**
Corrientes fuertes-Efecto Jet	**Extracción de arenas del lecho fluvial**
Cambios morfológicos en la desembocadura del río Pas. Avenidas del río.	**Disminución del caudal en verano-Captación de aguas del río Pas para abastecer la ciudad de Santander**
Incremento del nivel del mar: "estrés de playa"	Limpieza de la playa con maquinaria pesada
Coeficientes mareales altos	Pisoteo excesivo de los visitantes en el período estival.
Años de sequía-descenso del caudal del río Pas	Reforestación del cordón dunar
Vientos con capacidad erosiva	Extracción en el sistema dunar de arenas de forma furtiva

Tabla XI-1. Principales causas de la erosión existente en el conjunto dunar de Liencres.

-Por otro, la deriva de agua para el abastecimiento a Santander tiene una incidencia negativa durante los períodos estivales, ya que disminuye considerablemente el caudal del río y con ello parte de su capacidad de transporte. Precisamente, en un momento donde el aporte de sedimentos a la desembocadura puede ser crucial para los procesos de regeneración estacionaria del sistema dunar de Liencres.

-Y finalmente, el ciclo de la movilización de arenas playa-duna-estuario, anteriormente detallado, se ha interrumpido por la repoblación efectuada a finales de los años cuarenta: el arbolado ha captado y fijado los granos de arena que alimentaban y consolidaban las dunas ubicadas junto a la ría, por lo que se ha interrumpido en este sector la retroalimentación del sistema dunar y produciéndose sólo procesos erosivos.

c) Otros aspectos a considerar sobre la playa y dunas de Liencres:

1.- La playa de Liencres sufre fuertes erosiones de forma estacional y principalmente en el período que transcurre entre el otoño y el invierno, periodo donde actúan combinadamente, y con mayor eficacia, la subida del nivel medio del mar y el potencial erosivo del oleaje.

2.- Por lo tanto, los procesos de regeneración y recuperación de la playa y las dunas se producen entre la primavera y el verano, siempre que no existan tormentas que puedan afectar al perfil de playa.

3.- Las erosiones ocasionales en la playa y el consiguiente retranqueo, son originadas por oleajes cuya altura significativa (Hs) se encuentra próxima a los 3-4 m y coincidentes con las pleamares.

4.- No todo el campo eólico se encuentra en retroceso. Los sectores nucleares y orientales han experimentado un incremento en el volumen de arena. De hecho, se puede decir que en el Parque Natural de Liencres se localiza una duna del tipo "lingüiforme" cuyo avance y progresión es de las mayores del Cantábrico (10-12 m al año). Además, este avance responde principalmente a los efectos derivados de las

tormentas y bajo ciertas condiciones de humedad, muy al contrario de lo que ocurre en sistemas dunares que precisan condiciones de sequedad para favorecer la movilidad de sus arenas.

5.- Sin embargo, el desplazamiento de esta duna puede plantear un futuro conflicto: de avanzar con esta tasa de progresión terminará por alcanzar al área de repoblación. Esto supone que, con el tiempo, los arenales puedan cubrir parte del pinar con las consiguientes repercusiones para la fauna y la flora que lo habitan.

6.- En la zona que se ha denominado del "Puntal", no existen evidencias de recuperación de la duna que sufrió la rotura en 1995. Sin embargo existe una sensible regeneración del arenal en el sector más próximo a la desembocadura del estuario.

7.- Hay que destacar que, desafortunadamente, las obras e infraestructuras acometidas en el Parque Natural para la recuperación del sistema dunar han tenido poco éxito. En su mayor parte se encuentran en un mal estado de conservación o han sido totalmente desmanteladas por los eventos naturales (alteración climática y oleaje, principalmente) sucedidos en este entorno con el paso del tiempo.

8.- Además, el empleo de maquinaria pesada para la limpieza de la playa ha podido afectar de forma negativa a las dunas por el posible efecto de compactación de la arena.

9.-Hay que mencionar que, en los períodos estivales, los visitantes pueden estar interfiriendo en la recuperación de las dunas, debido a que no siempre respetan las zonas reservadas a tal efecto.

Por lo tanto, si el sistema dunar de Liencres depende de los aportes aluviales del Pas y hay una disminución potencial de la llegada de sedimentos a la desembocadura, el proceso de recuperación se dificulta. Es muy posible que la disminución de caudal, muy voluminosa para el período 1989-1991, interrumpiera parcialmente el proceso de crecimiento del sistema dunar.

d) Futurible del sistema dunar:

A fecha de hoy, no puedo coincidir con las predicciones efectuadas en el informe realizado para la Dirección de Costas en 1995. En efecto, en la actualidad no parece existir una recuperación del complejo de Liencres como la registrada entre los años setenta y los noventa. Después de la rotura existen más evidencias de los procesos regresivos que entonces. La interrupción del transporte de las arenas desde aguas arriba del río Pas, puede motivar que la recuperación de Liencres sea casi nula al predominar las acciones erosivas sobre las acumulativas. Además, la plausible progresiva subida del nivel medio del mar en los próximos 100 años, y sus efectos en el territorio del Parque Natural de Liencres, puede hacer que su superficie se vea reducida en más de un 30%. Esto generará en el estuario procesos y situaciones conflictivas de diversa índole: anegación de prados emplazados a menos de 1 m respecto a las aguas de la ría, incremento de la eficacia de los procesos erosivos, etc.

- En definitiva, parece ser que la degradación de Liencres ha sido causada tanto por la intervención antrópica como por factores naturales. Entre estos últimos no debe descartarse una incidencia por efecto del denominado "Cambio Climático", responsable de la subida del nivel medio del mar como así lo demuestra el mareógrafo de Santander con valores medios próximos a los 1-2 mm/año de ascenso desde la mitad del siglo pasado. Además, las roturas del "Puntal" de Liencres vienen precedidas por ascensos que en ocasiones llegan a ser muy superiores a los 10-15 cm/año (defiriendo bastante de la tasa media anual antes descrita).

11.2.- EL ESTUARIO:

1.- Las corrientes más importantes se emplazan en el sector externo del mismo con velocidades que pueden llegar alcanzar los 1,8 m/s.

2.-Existen sectores donde se producen remolinos y turbulencias, casi siempre ligadas a la aparición de sustratos rocosos o a la colisión de flujos con diferentes densidades, unas dulces pertenecientes al valle y otras asociadas a la cuña salina.

3.- La penetración de la onda de marea alcanza hasta la cola del estuario en las inmediaciones de la población de Barcenilla, a unos 8 km de la desembocadura y a unos 1,2 km aguas arriba del puente medieval de la localidad de Puente Arce.

4.- El estuario es del tipo "parcialmente estratificado" donde domina la influencia marina sobre la fluvial.

11.3.-CONCLUSIONES SOBRE LOS RIESGOS DE INUNDACIÓN:

Respecto a las inundaciones del Pas, se puede concluir:

1.- El río Pas tiene tendencia a desbordarse cuando las precipitaciones son de carácter convectivo, intensas y en un corto espacio de tiempo. Además parece responder a eventos de carácter estacional siendo los meses de verano y otoño donde más frecuentemente se engendran eventos de importante avenida. Éstos pueden conocer una o dos "puntas" o máximos de caudal.

2.- Aproximadamente, se pueden generar inundaciones con lluvias superiores a los 100 l/m^2 y con un caudal superior a los 200 m^3/s.

3.- "El Período de Retorno" de la inundación que más posibilidades tiene de reproducirse en el río Pas se ha estimado en 15 años para un caudal superior a 200 m^3/s. Históricamente se ha cumplido en el siglo XX con un total de 6 inundaciones.

4.- Por un lado, el área más vulnerable ante las inundaciones coincide con el tramo bajo del río Pas comprendido entre los municipios de Puente Viesgo y Piélagos. Respecto a el tramo medio del río Pas, después de su canalización calculada para un Período de Retorno de 500 años y evacuar un caudal superior a los 640 m^3/s, los riesgos deberían, *"a priori",* haber disminuido de forma muy considerable. Sin embargo, esta amenaza no ha sido totalmente eliminada ya que se puedan reproducir riadas protagonizadas por los arroyos tributarios del Pas y que no se encuentran canalizados. No hay que

minusvalorar el papel de estos arroyos pues, en más de una ocasión, han sido los principales responsables de las catástrofes en la cuenca.

5.- Los riesgos en la cuenca baja se acentúan sobre todo si las avenidas coinciden con momentos de pleamar.

En definitiva, el sector con mayor riesgo es el correspondiente a la cuenca baja ya, que en los últimos años han proliferado edificaciones cuyo emplazamiento se encuentra en la misma llanura de inundación y, donde la coincidencia de avenidas con pleamares puede ocasionar auténticas situaciones de riesgo.

11.4.-RESPECTO AL ESTADO GEOAMBIENTAL DE LAS AGUAS Y EMISARIOS DEL RÍO PAS:

Sobre la contaminación del Pas se puede concluir:

a) Sobre las aguas:

1.-El río se puede dividir en dos sectores bien diferenciados respecto a la contaminación que llevan sus aguas:

i) Los tramos altos y medio (Vega de Pas a Puente Viesgo) tienen una calidad del agua aceptable.
ii) El tramo bajo y el estuario (Puente Viesgo a Piélagos) ofrecen una contaminación elevada.

Del primer tramo, sólo hay que destacar que es un sector con baja densidad de población y donde los emisarios que vierten al Pas no están excesivamente contaminados.

Sin embargo, hacia aguas abajo se advierte una contaminación considerable y, de forma notoria, entre la población de Renedo de Piélagos y Boó de Piélagos. Esto se debe a la concentración en un mismo punto de vertidos ganaderos, industriales y urbanos arrastrados por un arroyo canalizado -el "Carrimont"-. En las cercanías de

dicho emisario se han producido, en los últimos dos años, varios momentos críticos con el lamentable resultado de muerte de salmónidos y otras especies. Hay que resaltar como muy negativo el verano de 2001 (meses de Junio y Septiembre), época donde se detectó una alta mortandad de peces.

2.- Además, en el estuario existe una contaminación externa vinculada a la penetración de la onda salina desde el litoral. Sus polucionantes proceden del oeste, concretamente del vertido efectuado por un importante complejo industrial en la playa de Usgo y, también, de la ría de San Martín de la Arena en Suances.

3.- Los vertidos más usuales en el Pas son los que tienen que ver con las actividades ganaderas (principalmente purines) y las urbanas. La mayoría de las poblaciones ribereñas vierten sus residuos sin efectuar una depuración previa, incrementándose la contaminación de forma considerable en verano o en ciertos meses secos. Por ejemplo, uno de los meses más críticos fue Octubre del año 2001. Entonces, la ausencia de precipitaciones durante las últimas semanas motivó un notable descenso del caudal y, con él, una importante disminución en la concentración de oxígeno disuelto en el agua y que no superaba el valor de 3 mg/l.

4.- Se ha detectado recientemente una cantidad de metales pesados bastante considerable en la zona de estuario y cuya rigurosa caracterización y procedencia queda pendiente para un estudio futuro.

No obstante, con la aplicación de la Directiva Marco de Aguas y la construcción de infraestructuras para su cumplimiento se espera una mejora del río en los próximos años.

b) Contaminación de metales pesados en suelos y fauna:

1.- En el sistema dunar de Liencres y en las marismas próximas se detectaron concentraciones de plomo considerables.

2.-La procedencia de esta contaminación parece responder por igual a causas naturales (roquedos que conforman la cuenca del Pas) como antrópicas (presencia de canteras y minas).

3.- El punto crítico de esta contaminación se encuentra en la localidad de Puente Arce, en el denominado barrio de "La Mina". En él se han detectado concentraciones muy elevadas de plomo, zinc y hierro e, incluso, es el único lugar que presenta cadmio y mercurio (de alto riesgo para la salud). La responsabilidad de esta polución son los restos de los vertidos de una vieja mina que se cerró en el siglo pasado.

4.- También se han hallado metales pesados en ictiofauna. Aunque hay que señalar que faltan por realizar más capturas y estudios para obtener el verdadero alcance de esta grave situación ambiental.

11.-5.- RECOMENDACIONES PARA LA GESTIÓN DEL MEDIO FÍSICO DEL ÁREA.

Esta Tesis, de más de nueve años de trabajo, pretendía analizar, en la medida de lo posible, la interrelación entre los procesos antrópicos y los naturales en un sector determinado del Cantábrico. Se han mostrado las interferencias en la cuenca del Pas por parte de los habitantes que la habitan y aprovechan sus recursos y cómo, por diversas causas, hay una tendencia a la desnaturalización del paisaje y la pérdida de calidad en gran parte del entorno.

Esto debería obligar a la toma de medidas, cuanto antes mejor, para la protección y conservación del medio natural por parte de las autoridades. Como se ha podido advertir, muchas de las actuaciones que se han desarrollado en el valle del Pas han terminado por deteriorar el espléndido paisaje dunar de Liencres. De aquí que, las decisiones que puedan adoptarse exigen un enfoque de "integración total del territorio de la cuenca de este río cantábrico, sí se quiere tener el mejor éxito posible. Algunas recomendaciones pueden ser las siguientes:

1.- Respecto al río Pas:

-No se debería ni sustraer más áridos del lecho del Pas, ni efectuar canalizaciones o refuerzos de los cauces sin evaluar previamente como puede influir al transporte sedimentario del río hacia aguas abajo. Pues estas actividades pueden incrementar los procesos erosivos del Parque Natural de Liencres.

.

-Habría que hacer un plan de integración de depuración de toda la cuenca en cuanto a los vertidos. Sin el mismo, podría ponerse en peligro la fauna del río Pas. Más concretamente, y en relación a la carga de metales pesados existentes en las inmediaciones al estuario, sería deseable un mayor control y un seguimiento riguroso de la evolución de los mismos en los distintos tramos del río.

-Sería necesario replantear parcialmente el abastecimiento de aguas a Santander. Al parecer existe un plan de trasvase entre las distintas cuencas de Cantabria (llamándola la "Autopista del Agua") cuyo impacto ambiental, debe ser estudiado con detenimiento contemplando cuáles pueden ser las consecuencias tanto respecto a los riesgos de inundación suplementarias, o incluso, de la vida faunística del río, por la posible incorporación de nuevas especies que hagan peligrar las autóctonas como es el caso del "salmón".

- También es necesario revisar la política de urbanismo en toda la cuenca. En especial en el tramo bajo, ya que es posible que algunas nuevas edificaciones, por su cercanía al río, corran peligro de sufrir las consecuencias de futuras inundaciones.

- Y finalmente, es una exigencia de cara a la planificación de la vega, la reapertura de las estaciones meteorológicas de la cuenca del Pas, al igual que la recuperación del aforo de Puente Viesgo y la puesta en servicio de otros en otros trechos fluviales. Con ello se evitaría el vacío informativo de este sector de Cantabria. Además, sería necesario la apertura de más aforos, como mínimo uno en el Pisueña y otro en la cuenca baja del Pas.

2.- Respecto al sistema dunar de Liencres:

-Sería interesante que si no se retiran las pasarelas e infraestructuras destinadas a la conservación del Parque, al menos, deberían efectuarse labores de mantenimiento de las mismas, pues su lamentable estado podría ocasionar daños a los visitantes.

-Debe propiciarse un mayor control del número de estos visitantes durante los períodos estivales y, de modo muy particular, de su acceso a las zonas más vulnerables como es el "Puntal". Sí, además, se desarrollaran actividades de concienciación es posible que pudieran obtenerse buenos resultados respecto al comportamiento de los visitantes en el Parque Natural.

-Es importante el hecho de no crear más infraestructuras y edificaciones en el cordón dunar ya que su instalación, puede ser muy perjudicial para el sistema.

- Y finalmente, respecto a las podas y limpiezas efectuadas en la playa y las dunas, habría que procurar que se hicieran de otro modo. Es decir, mediante acciones de menor agresividad para el medio que el originado por la entrada de maquinaria pesada.

Sin embargo, debo concluir esta Tesis con un mensaje casi esperanzador. Han sido cerca de 8 años de seguimiento a una cuenca que se debate entre el desarrollo y la pervivencia de un modelo ganadero tradicional. Y en este período de tiempo han cambiado muchas cosas y, algunas, de forma positiva. Por un lado existe una mayor concienciación de los que pueblan el valle, de tal forma, que han proliferado de modo especial las asociaciones dedicadas al estudio y difusión de la necesidad de una mejora en la protección de los valores patrimoniales, sociales y ecológicos en el Pas. También, hay que reconocer un mayor esfuerzo por parte de los organismos públicos regionales (Gobierno de Cantabria) que está impulsando la Directiva Marco de Aguas, algunas mejoras medio ambientales que en los años ochenta ni se planteaban e, incluso, un plan

de Ordenación del Territorio del Pas que se ha iniciado de forma incipiente en su cuenca alta. Así pues, hay elementos más que importantes para pensar que, algunos de los aspectos negativos que se han desarrollado en esta Tesis, en un futuro no muy lejano sean un mero recuerdo.

BIBLIOGRAFÍA

***BIBLIOGRAFÍA:

AAGAARD, T; GREENWOOD, B y NIELSEN, J (1997): Mean Currents and Sediment Transport in a Rip Channel. *Marine Geology*, 140. 24-45 pp.

AAGAARD, T. ; DAVIDSON-ARNOTT, R. ; GREENWOOD, B. y NIELSEN, J. (2004): Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, Vol. 60, Is 1.205-224 pp.

AAGAARD, T.; KROONA, A.; ANDERSEN, S.; SØRENSEN, R.M.; QUARTEL, S. y VINTHER, N. (2005): Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. *Marine Geology*. VOL. 218, 65- 80 pp.

A.A.V.V. (1980). Informe sobre la situación del Sistema Dunar de Liencres. Departamento de Geología. Diputación de Cantabria. Inédito.12 pp.

A.A.V.V. (2004). *Historias de pasiegos.* Cantabria Tradicional, Torrelavega. 184 pp.

A.A.V.V. (1995). Proyecto de Defensa y Regeneración de la Duna de Liencres. Fundación Leonardo Torres Quevedo.

A.A.V.V. (1996). *Proyecto de recuperación ambiental del arenal de Liencres. Término.Municipàl. de Piélagos (Cantabria).* Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General de Costas. Inédito. 134 pág.

A.A.V.V. (1998): Medio ambiente en Europa. El Informe Dobris. Ed. Agencia Europea del Medio Ambiente-Ministerio de Medio Ambiente. 678 pp.

A.A.V.V. (2001): San Diego targets eroded coastline. ENR: Engineering News-Record. Vol. 246, Is 13, 16-19 pp.

A.A.V.V. (2006a): Renedo a través de sus imágenes. Las fotografías que forjaron su historia. Ed. Consejería de Cultura del Gobierno de Cantabria. 239 pp.

A.A.V.V. (2006b): Medio Ambiente, Patrimonio y Sociedad en la Cuenca del Pas. Ed. Consejería de Medio Ambiente del Gobierno de Cantabria. Santander. 129 pp.

ACINAS, J.R. y BABIO, R. (2001): Cambio Climático y gestión Integral de la Costa. Impacto de la Variación del Nivel Medio del Mar. Libro resumen *I FORO NACIONAL SOBRE GESTIÓN INTEGRAL DE ZONAS COSTERAS*. 67-68 pags.

ALBRITTON, D.L.; ALLENN, M.R. y BAEDE, A.P.M. (2001). Summary for policymakers. *En:* HOUGHTON, J.T.; DING, Y.; GRIGGS, D.J.; NOGUER, M.; VAN *DER* LINDEN, P.J.; DAI, X.; MASKELL, K. y JOHNSON, CA.: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergoiermnental Panel on Ctimate Change.* Cambridge, UK: *Cambridge University Press*, 1-20 pp.

ALCALÁ-ZAMORA y QUEIPO DE LLANO, J. (1974). *Historia de una empresa siderúrgica española: Los altos hornos de Liérganes y La Cavada, 1622-1834.* Diputación Provincial de Santander, Santander. 260 pp.

ALCANTARA- CARRIO, J., ALEJO, I., MARTÍNEZ, M., ALONSO, M. y VILAS, F. (2000): Erosion-accreation processes along Area Longa beach and dunes (Ría do Barqueiro, NW Spain*). Proceedings from Third Simposio sobre a Margem Continental Ibererica Atlantica*. Faro. 119-120 pp.

ALCANTARA-CARRIO, J. y ALONSO, I. (2000): Propuestas metodologicas para el estudio de los ambientes eolicos costeros actuales (Methodologic proposals for the study of current coastal eolian environments). In: de Andres, J.R. and Gracia, F.J. (eds), Geomorfologia litoral: procesos activos (Coastal geomorphology: active processes), *Sociedad Española de Geomorfología*, Monografía (Monographs of the Spanish Geomorphology Society) 7. 81-92 pp.

ALEJO, I.; COSTAS, S. y VILA-CONCEJO, A. (2005): Litoral evolution as a response to human action: the case of two sedimentary systems in a Galician Ria. *Journal of Coastal Research, SI, 49*.61-69 pp.

ALLAN, J.C. y KOMAR, P.D. (2006): Climate controls on US West Coast erosion processes. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 3, 511-529 pp.

ALONSO, B.; FIELD, M.E.; GARDNER, J.V. y MALDONADO, A. (1990): Sedimentary evolution of the Pliocene and Pleistocene Ebro margin, northeastern Spain. Marine Geology. Vol. 95, 313-331 pp.

ALONSO, A.; LORENZO, F. y PAGÉS, J.L. (2000): Dinámica litoral y erosión en la Ría de El Barquero: factores antrópicos y procesos naturales. *Geogaceta*, 28. 7-10 pp.

ANDREWS, B.; GARES, P.A. y COLBY, J.D. (2002): Techniques for GIS modeling of coastal dunes.*Geomorphology*, Vol. 48, Is 1. 289-308 pp.

ANFUSO, G. (2004): Caracterización de celdas litorales en un tramo costero aparentemente homogéneo del litoral de Cádiz (SW de España). *Cuaternario y Geomorfología*., 28. 7-10 pp.

ANFUSO, G. y RUIZ, N. (2004): Morfodinámica de una playa mesomareal expuesta con terraza de bajamar (Faro, sur de Portugal). *Ciencias Marinas*, Diciembre. Año/Vol 30. Nº 004. Ensenada, México. 275-284 pp.

ANFUSO, G.; DEL RÍO, L.; BENAVENTE, J.; GRACIA, F.J.; MARTÍNEZ, J.A.; CÁCERES, L.; RODRÍGUEZ, A. y FLORES, E. (2002): Distribución de estados morfodinámicos de playas en el litoral Subatlántico español. Resultados preliminares. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 331-340 pp.

ANGUITA. F y MORENO, F. (1993): Procesos Geológicos Externos y Geología ambiental. Ed. Rueda. 68-70 pp

ANTHONY, E. J. (2002): Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gavrelli Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology*. Vol. 187. is ¾. 221-235 pp.

ANTHONY, E.J.; VANHEE, S. y RUZ, M.H. (2006): Short-term beach–dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch.*Geomorphology*, Vol. 81, Is 3, 316-329 pp.

ANTONIOLI, F.; CREMONA, G.; IMMORDINO, F.; PUGLISI, C.; ROMAGNOLI., C.; SILENZI, S.; VALPREDA, E. y VERRUBBI, V. (2002): New data on the holocenic sea-level rise in NW Sicily (central Mediterranean Sea). *Global & Planetary Change*. Vol. 34, Is. ½ 121-141 pp.

Arasti Barca, E. (2000): Características de las precipitaciones intensas en Cantabria y sus períodos de retorno. http://www.inm.es/web/sup/ciencia/divulga/tempoweb/mcr5/mcr5.htm

ARAUJO, M. D.A (2005): O litoral norte de Portugal e os depósitos Cenozoicos da Regiao do Porto: A tectónica e o eustatismo. *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.271-294 pp.

ARBOGAST, A.F.; HANSEN, E.C. y VAN OORT, M.D. (2002): Reconstructing the geomorphic evolution of large coastal dunes along the southeastern shore of Lake Michigan.*Geomorphology*, Vol. 46, Is 3. 241-255 pp.

ARCE, R. (1882). *Recuerdos del Antiguo Valle y Condado de Castañeda*. Establecimiento tip.-lit. de F. Fons, Santander. 190 pp.

ARCEO MÍNGUEZ, B. (1982). *La actividad agraria en el Valle del Pas.* Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Santander. Santander.

ARE, F.E.; GRIGORIEV, M.N.; HUBBERTEN, H.W y RACHOLD, W. (2005): Using thermoterrace dimensions to calculate the coastal erosion rate. *Geo-Mar Lett*. VOL. 25, 121-126 pp.

ARENS, S.M. y GEELEN, L.H.W.T. (2006): Dune landscape rejuvenation by intended destabilisation in tbe Amsterdam water supply dunes. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 5. 1094-1107 pp.

ARGUS, 2001: http://www.planetargus.com/

ARROYO DEL PRADO (1957): Piedras armeras en Pas. *Altamira*. Santander. 125-138 pp.

ARTEAGA, C. (2001): Características Geomorfológicas de la Desembocadura del río Pas y Cambios Recientes en su Paisaje Estuarino. Memoria de Investigación. U.A.M. Inédito. 200 pp.

ARTEAGA, C. y GONZÁLEZ, J.A.(2002): Impactos Antrópicos y Evolución Geomorfológica Reciente (Siglos XIX-XX) en el Parque Natural de las Dunas Liencres (Estuario del Río Pas-Cantabria). En *Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, montaña, dinámica Territorial. Sociedad Española de Geomorfología*.Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid; 67-78 pp.

ARTEAGA, C.; GONZALEZ, J.A. y SERRANO, E.: (2002): Dinámica geomorfológica y evolución del paisaje en el estuario del Pas. Informe de Investigación Fundación Marcelino Botín. 372 pp.

ARTEAGA, C y GONZÁLEZ, J.A. (2004): "Depósitos continentales y rasas en los alrededores de la Ría de Mogro (estuario del Pas. Cantabria. España)". Procesos Geomorfológicos y Evolución Costera. Universidade de Santiago. 307-321 pp.

ARTEAGA, C. (2007): Aproximación a la erosión costera en las Isla de Oleron (Charente Maritime, Francia). *Revista Territor, UIB. En prensa*. 14 pp.

ASCORBE, A. (1986): Obtención de Regulaciones Funcionales Entre Lluvias y Caudales Mediante Contraste sucesivo de hipótesis Paramétricas. ETS de Ingenieros de Caminos. Universidad de Cantabria.

ASENSIO AMOR, I. (1973): *Comportamiento y Evolución de Materiales Graníticos en Cuencas Fluviales*. Ed. CSIC. 118 pp.

ASH, J. E. y WASSON, R.J. (1983): Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefields; *in*, Dunes; continental and coastal: Jennings, J., and Hagedorn, H., eds.:*Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 45.7-25 pp.

ATKINSON, D.E. (2005): Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime. *Geo-Mar Lett.* VOL. 25, 98-109 pp.

A.T.R.C.-Asociación de turismo Rural de Cantabria (2005): Montañas Pasiegas. El abandono de un sistema de vida. Ed. Cantabria Tradicional S.L. 198 pp.

AYALA-CARCEDO, F.J. (2004): El cambio climático en España: una realidad con efectos en la economía y los seguros. *Gerencia de Riesgos y Seguros* , MAPFRE, 86, 17- 24 pp. http://noticias24horas.buenosdiasplaneta.org/estudioclima.doc.

BAAS, A.C.W. y SHERMAN, J.S. (2006): Spatiotemporal variability of aeolian sand transport in a coastal dune environment. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 5, 1198-1205 pp.

BAGNOLD, , R.A., (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Ed. Chapman & Hall.265. pp

BAGNOLD, R.A. (1954). *The Physics* o, *Blown Sand and Desert Dunes.* William Morrow and Co. N.Y. 265 pp.

BAGNOLD, R. (1971):The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. 1ª Ed. Dover Pubn. 289 pp.

BAILEY, S.D. y BRISTOW, C.S. (2004): Migration of parabolic dunes at Aberffraw, Anglesey, north Wales. , *Geomorphology*, Vol. 59, Is 1. 165-174 pp.

BALAGUER, P.; FORNÓS, J.J. y GÓMEZ PUJOL, LL. (2002): Retroceso de los acantilados del Mioceno superior en la costa del sureste de Mallorca: los casos de Estret d' Es Temps y S' Alavern. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 341-350 pp.

BALAGUER, P. y FORNÓS J.J. (2005): Erosión continua a partir de la desintegración granular en los acantilados costeros del SE de Mallorca (Islas Baleares, Mediterráneo Occidental). *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.347-358 pp.

BALLESTA, M.; MORALES, J.A. y ACOSTA, E.A. (1998): Efecto erosivo de los temporales de invierno 1995-1996 sobre la playa de Mazagón (Huelva, SW de España): influencia de las construcciones costeras*. Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11. 285-296 pp.

BALOUIN, Y.; HOWA, H.; PEDREROS, R. y MICHEL, D. (2005): Longshore sediment movements from tracers and models. Praia Do Faro, south Portugal. *Journal of coastal Research*. Vol. 22, 146-156 pp.

BÁRCENA ODRIOZOLA, P. y GARMENDIA PEDRAJA, C. (2006): Las inundaciones históricas en el valle del Pas: origen y percepción. 29-36 pp. En: ARTEAGA & REVUELTA: *Medio Ambiente, Patrimonio y Sociedad en la Cuenca del Pas*. Ed. Consejería de Medio ambiente de Cantabria y CIMA. 129 pp.

BARD, E. (2006): *L'Home face au climat*. Collège de France. Ed. Odile-Jacob. 446 pp.

BARREDA, F. (1939): San Miguel de Monte Carceña (La Penilla de Cayón). *Revista de Las Ciencias,* nº 1, Año IV. 1-12 pp.

BARRIE, J. y CONWAY, K. (2002): rapid sea-level change and coastal evolution on the Pacific margin of Canada. *Sedimentary Geology*. Vol. 150 is ½. 171-184 pp.

BATTIAU-QUENEY, Y.; BILLET, Y.F.; CHAVEROT, S. y LANOY, P. (2003): Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology.* Vol. 194, 31-45 pp.

BAUER, B.O. y DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. (2003): A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry, and fetch effects.*Geomorphology*, Vol. 49, Is 1. 89-108 pp.

BELKNAP., F. y MART, Y. (1999): Sea-level lowstand in the eastern Mediterranean: late Pleistocene coastal terraces offshore northern Israel. *Journal of coastal Research. Vol., 15, Is., 2.* 399-412 pp.

BENAVENTE, J.; MARTÍNEZ, J.A.; GRACIA, F.J. REYES, J.L. y DEL RÍO, L. (2002): Procesos de desbordamiento en la flecha litoral de Sancti-Petri (Bahía de Cadiz): riesgos asociados. En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid*. 23-32 pp.

BENÉITEZ BURGADA, B. (2003). *Pas-Pisueña.* Gobierno de Cantabria, Consejería de Cultura, Turismo y Deporte, Santander.96 pp.

BERGER, A y LOUTRE, M-F. (2006): De la théorie astronomique au réchauffement global. En: BARD, E. (2006): *L'Home face au climat*. Collège de France. Ed. Odile-Jacob. 15-33 pp.

BERTIN, X.; DESHOULIERES, A.; ALLARD, J. y CHAUMILLON, E. (2007): A new fluorescent tracers experiments improves understanding of sediment dynamics along the Arcay Sandspit (France). *Geo-Mar Lett*. Vol. 27, 63-69 pp.

BILLEAUD, I.; CHAUMILLON, E. y WEBER, O. (2005): Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Ole´ron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. *Geo-Mar Lett*. VOL. 25, 1-10 pp.

BINDERUP, M. (1997): Recent changes of the coastline and nearshore zone, Vejro Island, Denmark: posible consequences for future development. . *Journal of Coastal Research*. Vol. 13, Is 2, 417-418 pp

BIRD, E.C.F. (1974): Costal Changes in Denmark During the Past Two Centuries.. I.G.U. Working Group on the Dynamics of Shoreline Erosion. Aarhus Universitet, 21 pag.

BIRD, E.C.F. (1985): Coastline changes: A global review. Ed. *Wiley-Interscience*. 219 pp.

BISKUP, K. ; LORENZO, H. y ARIAS, P. (2005): Aplicabilidad del radar de subsuelo para el estudio de la zona no saturada del suelo: ejemplos en ambientes arenosos costeros. En F.J. Samper Calvete y A. Paz González: *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol.VII*. 197-204 pp.

BITHONNEAU, R. (1999) : *Sur les falaises de Chassiron*. Inédito. Mémoire de maîtrise/Géographie, Université de Poitiers. Págs. 206

BITTENCOURT, A.C. DA S.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. y SILVA, I.R. (2005): Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. *Marine Geology*. Vol. 219, 219-234 pp.

BLACKER, Z (2001): "Wave goodbye to your home". *Geographical*, 73, Is, 11. Págs. 62-67 pp.

BLANCO, R. (2001): Procesos de erosión en costas rocosas. *Xeográfica,* 1. 39-59 pp.

BLOTT, S.J. y PYE, K. (2004): Morphological and sedimentological changes on an artificially nourished beach, Lincolnshire, UK. *Journal of Coastal Research.* Vol. 20, Is 1, 214-233 pp

BMT-Biblioteca de Módulos *TEMPO (2000).* Modelos Conceptuales Regionales. Características de las precipitaciones intensas en Cantabria y sus períodos de retorno.
http://www.inm.es/web/sup/ciencia/divulga/tempoweb/main.html

BOAK, E. H. y TURNER, I. L. (2005): Shoreline definition and detection: a review. Journal of Coastal Research. Vol. 21, is 4, 688-703 pp.

BOHIGAS ROLDÁN, R.(1986): Yacimientos arqueológicos medievales del sector central de la Montaña Cantábrica. Tomo I, Monografías arqueológicas de la A.C.D.P.S., 1. Santander. 270 pp.

BOLEN, S.; FERRARI, M.; FIERRO, G. y FERRETI, O. (2004): Evaluation of the efficacy of coastal defence structures in relation to coastaline variations.*Chemistry & Ecology. Sup. 1, Vol. 20 Is.1,* 177-184 pp.

BONA Y GARCÍA TEJADA, C. (1881). *Memoria sobre la explotación de los robles por la Marina en la Provincia de Santander y noticia acerca de las hayas de la misma provincia.* Imprenta de la Gaceta de los Caminos de Hierro, Madrid. 55 pp.

BORREGO, J. (1.988):Sedimentación Actual en el Estuario del Río Odiel (Huelva). *II CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA*. Comunicaciones, Vol.I. 363-366 pp.

BOTKIN, D.B. y KELLER, E.A.: (2003): *Environmental Science*. Ed. Jon Wiley & Sons Inc. 284-291 pp.

BOURGUEIL, B. y MOREAU, P. (1976): *Carte Géologique de La France a 1:50.000. Hoja 657*. Ministere de L'Industrie et de la Recherche. Service Géologique National.

BOURMAN, R.P.; MURRAY-WALLACE, C.V.; BELPERIO, A.P. y HARVEY, N. (2000): Rapid coastal geomorphic change in the River Murray Estuary of Australia. *Marine Geology.* Vol. 170, 141-168 pp.

BOURKE, M.C.; BALME, M. ; BEYER, R.A. ; WILLIAMS, K.K. y ZIMBELMAN, J. (2006): A comparison of methods used to estimate the height of sand dunes on Mars. *Geomorphology*, Vol. 81, Is 3. 440-452 pp.

BRACK, K.; STEVENS, R.L. y PAETZEL, M. (2000): Holocene environmental change and the accumulation±erosion balance of sheltered river-mouth sediments, Göteborg, SW Sweden. *Marine Geology*. Vol. 170, 347-362 pp.

BRESSOLIER , C.F. y THOMAS, Y (1977): Studies on Wind and Plant Interactions on French Atlantics Coastal Dunes. J. Sed. Petrol. Nº47, 331-338 pp.

BRINDLEY, G.W. (1980): Order - Disorder in Clay minerals Structure. En: G.W. Brindley & G.B. Brown (Eds.), *Cristal Structures of Clay Minerals and their X-Ray identification*, Mineralogical Society, 5. Londres, 596 pp.

BROHAN, P.; KENNEDY, J.J.; HARRIS, I.; TETT S.F.B. y JONES, P.D. (2006): Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research* 111. http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/warming/

BROWN, D. G. y ARBOGAST, A.F. (1999): Digital photogrammetric change analysis as applied to active coastal dunes in Michigan. 1-30 pp. http://www-personal.umich.edu/~danbrown/papers/pers.pdf

BRISTOW, C.S. y PUCILLO, K. (2004): Gpr profile across the Holocene fill of Guichen bay, Southeast South Australia: evidence for a change in wave climate. *23rd IAS Meeting of Sedimentology*. *Sedimentology and Society* 70-71 pp. http://www.uc.pt/ias/Abstracts%20book.pdf

BRUUN, P. (1962): Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*. Págs. 117-130 pp.

BRUUN, P. (1983): Review of conditions for uses of the Bruun Rule of erosion. *Coastal Engineering* 7, Págs. 77-89 pp.

CAILLEUX, A y TRICART, J. (1963): *Initiation a l'étude des sables et des galets*. Texte 1. Centre de documentation Universitaire. París. 364 pp

CALLEJA, M; PEÑA, C. Y BENAVIDES, S. (2001): ¿es posible la Gestión Integral de la Costa? El Caso de Motril. Libro resumen *I FORO NACIONAL SOBRE GESTIÓN INTEGRAL DE ZONAS COSTERAS*. 33-35 pp.

CAMPBELL, M. O. (2006): The sustainability of coconut palm *Cocos nucifera* Linnaeus 1753 groves in coastal Ghana. *Journal of Coastal Research*. Vol. 22, Is 5. 1118-1124 pp.

CAMPUZANO RUIZ, E. (2002). *Cantabria: Pas y Miera Trasmiera.* Museo Diocesano, Colección Patrimonio Artístico Religioso, nº 6, Santillana del Mar.

CANTERAS, J.C. (1984): *Análisis de las Aguas Naturales*. Univ. Cantabria. 356 pp.

CANTERAS, J.C. ; PEREZ, L y MONTALBÁN, A (1.986*): Estudio del Impacto Ambiental que Produciría la Construcción de un Dique de Escollera en la Desembocadura del río Pas.* Consejería de Agricultura, Ganadería y Pesca de Cantabria. Santander, 99 p.

CANAL ISABEL .II (2006): http://www.cyii.es/cyii.es/contenidos/noticias/20061005_000/noticia_es.pdf).

CAÑADA, R. (2007): El Cambio Climático, impactos y opciones de mitigación. 15-120 pp. En: Lamela (ed). *Estrategias para la Tierra y el Espacio. Geoísmo y Cosmoismo*. Vol. II. 343 pp.

CARO BAROJA, J. (1973): Los pueblos del Norte. Ed. *TXERTOA*. Burgos. 303 pp.

CARROLL, C. (2005): In Hot Water. *National Geographic*. Vol. 208, is 2, 72-85 pp.

CARTER R.W.G. (1975): The Effect of Human Activities on the Coastlines of Co. Antrim and Co. Londonderry. Ed.Irish *Geography*, 8, 72-85 Pp.

CARTER, R.W.G. (1980): Human activities and geomorphic processes: the example of recreation pressure on the Nothern Ireland Coast. *Z. Geomorph. N. F*. 34, 155-164 pp.

CARTER, R., y STONE, G. (1989): Mechanisms associated with the erosion of sand dune cliffs, 721 Magilligan, Northern Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 14, Is1. 1-10 pp.

CARTER, R.W.G., HESP, P. y NORDSTROM, K.F. (1990). Erosional landforms in coastal dunes. In: K.F. Nordstrom, N.P~J psuty .and R.W.G. Carter (Eds.). *Coastal Dunes: Form and Process,* 217-252 pp.

CASADO SOTO, J.L. (1980): *Cantabria vista por los viajeros de los siglos XVI y XVII.* Institución Cultural de Cantabria, Santander.

CASADO SOTO, J.L. (1973): Evolución de la casa rústica montañesa. *Publ. Del I. de E. y F- Hoyos Sainz- IV*. Santander. 7-59 pp.

CASADO, J.L.; ECHEGARAY, M.C.G.; RODRÍGUEZ, A. y VAQUERIZO, M. (1979). *Cantabria a través de su Historia. La crisis del siglo XVI.* Institución Cultural de Cantabria, Santander. 256 pp.

CAVAZZA, W.; PEIRANO, A.; IMMORDINO, F.; MORETTI, L.; PIRONI, A. y RUGGIERO, F. (2000): Sedimentological parameters and seagrasses distributions as indicators of anthropogenic coastal degradation at Monteroso Bay (Ligurian Sea, NW, Italy). *Journal of Coastal Research*. Vol. 16, Is 6, 295-296 pp.

CCAG- Coastal Concern Action Group, (2007): Help Save Happisburg. *Web de Información relativa a los retrocesos erosivos en la región de Happisburg* (Inglaterra). http://translate.google.com/translate?hl=es&sl=en&u=http://www.happisburgh.org.uk/&prev=/search%3Fq%3DCOASTAL%2BEROSION%26hl%3Des%26lr%3D.

CECINI, C. (1998): Physical processes and human activities in the evolution of the Po Delta, Italy. Journal of coastal Research. Vol., 14, 774-793 pp.

CENDRERO UCEDA, A., DIAZ DE TERÁN MIRA, J.R., FRANCÉS ARRIOLA, E., y GONZÁLEZ LASTRA, J.R. (1981): Problemas de protección de los espacios naturales litorales en la costa Cantábrica. *En Coloquio Hispano-francés sobre espacios litorales*, Noviembre. 67-72 pp.

CERVERA IBÁÑEZ, J.M. (1943). *Proyecto de una piscifactoría en el río Pas y de una escala salmonera sobre la presa Vilde (río Deva).* Proyecto Fin de Carrera, Universidad Politécnica de Madrid, ETS Ingenieros de Montes. J. María Cervera Ibáñez, Madrid. 120 pp.

CHAPPELL, J. y SHACKLETON, N.J., (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature.* 324, 137-140 pp.

CHN-Confederación Hidrográfica del Norte (1990): *Obra de Emergencia y Encauzamiento desde el Pte. De La Unión Deseada a Bárcena de Toranzo* (T.T.M.M. de Corvera de Toranzo). Inédito. MOPT.

CHO, Y.S. Y KIM, H.J. (2006) Sea level change due to typhoons in Korean Peninsula. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 3. 678-682 pp.

CHU, Z.X.; SUN, X.G.; ZHAI, S.K. y XU, K.H. (2006): Changing pattern of accretion/erosion of the modern Yellow River (Huanghe) subaerial delta, China: Based on remote sensing images *Marine Geology.* Vol. 227, 13-30 pp.

CIMA - CENTRO DE INVESTIGACIÓN DE MEDIO AMBIENTE DEL GOBIERNO DE CANTABRIA (2002): *Informe sobre la Mina de Reocín*. Inédito. Gobierno de Cantabria. 40 pp.

CIMA- CENTRO DE INVESTIGACIÓN DE MEDIO AMBIENTE DEL GOBIERNO DE CANTABRIA (2007): Documento abierto para el proceso participativo. Directiva Marco de Aguas. Sin editar. 108 pp.

CLUS-AUBY, C.; PASKOFF, R. y VERGER, F. (2004): Impact du changement climatique sur le patrimoine du conservatoire du littoral. Scénarios d'érosion et de submersion à l'horizon 2100. Fundación Proctec & Gamble. Informe. 44 pp.

CMAGC-Consejería de Medio Ambiente del Gobierno de Cantabria (2006): *Respuesta a la denuncia presentada por la Comunidad de Propietarios de Pueblo del sol, de existencia de vertidos en la ría de Mogro, a la altura del Campo de Golf*. 14 pp.

CNIG-Centro Nacional de Información Geográfica (1996): *Cartografía histórica de Cantabria 1570-1872*. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Madrid. 91 pp.

COOK, A.J.; FOX, A.J.; VAUGHAN, D.G. y FERRIGNO, J.G. (2005): Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science* 308, 541–544 pp.

COOKE, R.; WARREN, A. y GOUDIE, A (1993): *Desert geomorphology.* London, UCL Press. 540 pp.

COOPER, J.A.G.; JACKSON, D.W.T.; NAVAS, F.; MCKENNA, J. y MALVAREZ, G.(2004): Identifying storm impacts on an embayed, high-energy coastline: examples from western Ireland. *Marine Geology*. Vol. 210, 261-280 pp.

COOPER, A. y PILKEY, O. (2004): Questioning the rules in coastal erosion. *Phisics Today*. Vol. 57, Is 8, 21-22 pp.

CORBERA MILLÁN, M. (1982). *Transformación de la población y de la actividad en el Valle del Pas.* Memoria de Licenciatura, Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Santander. Santander.Edición microficha.

CORBERA MILLÁN, M. (1983): La transformación de los espacios forestales en Cantabria. Factores y agentes. El Valle de Toranzo. En: *VIII Coloquio de Geógrafos Españoles,* Universidad de Barcelona, Barcelona.433-440 pp.

CORBERA MILLÁN, M. (1990). *El proceso de diferenciación del campesinado en la disolución del Antiguo Régimen: el caso de los Valles del Pas y del Pisueña (Cantabria).* Universidad de Cantabria, Colección Tesis Doctorales, Santander.

CORRADI, N.; FIERRO, G.; GAMBIONI, S.; IVALDI, R. y PICCIONI, D. (2004): Artificial nourishment of the Vesima Beach (GENOA), sedimentological and morphological results. *Chemistry & Ecology*. Sup. 1, Vol. 20, Is s1, 167-176 pp.

CORREA, J.D.; ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. y GONZÁLEZ, D.A. (2005): Historical and recent shore erosion along the Colombian Caribbean Coast. *Journal of Coastal Research, SI, 49*.52-57 pp.

COULIBALY, A.S.; ANSCHUTZ, P.; BLANC, G.; MALAIZE, B.; PUJOL, C. y FONTANIER, C. (2006): The effect of paleo-oceanographic changes on the sedimentary recording of hydrothermal activity in the Red Sea during the last 30,000 years. *Marine Geology*, 226. 51– 64 pp.

COVELLI, S.; FONTOLAN, G.; FAGANELI, J. y OGRINC, N. (2006): Anthropogenic markers in the Holocene stratigraphic sequence of the Gulf of Trieste (northern Adriatic Sea). *Marine Geology*. VOL. 230, 29-51 pp.

COWELL, P.J.; THOM, B.G.; JONES, R.A.; EVERTS, C.H., y SIMANOVIC. D. (2006): management of uncertainty in predicting climate-change impacts on beaches . *Journal of Coastal Research, 22 (1)*. 232-245 pp.

CROUS, A. y PINTÓ, J. (2005): Análisis de l Evolución de la línea de Costa en la Playa de La Marquesa (Delta del Ebro). *Procesos geomorfológicos y evolución costera.* Actas *II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela*. Universidade de Santiago de Compostela.139-154 pp.

CROWELL, M., LEATHERMAN, S.P., BUCKLEY, M.K. (1991): Historical Shoreline Change: Error Analysis and Mapping Accuracy. *Journal of Coastal Research.* VOL. 7, Is 3. 839-852 pp.

CRUZ SAN JULIÁN, J.J., GARCÍA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983) : Características y evolución de unos depósitos "cliff-top" localizados sobre la rasa costera vizcaína*. Thalassas*, 2.31-34 pp.

CSIC-Centro superior de Investigaciones Científicas, 2007: *Un estudio del CSIC pronostica que las montañas se calentarán este siglo más del doble que el pasado*. Nota de prensa. 3 pp. www.csic.es/prensa

DABRIO,C.J.; ZAZO, C.; GOY , J.L.; SIERRO, F.J.; BORJA, F.; LARIO, J.; GONZÁLEZ, J.A. y FLORES, J.A. (2000): Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression_Gulf of Cadiz, Southern Spain. *Marine Geology.* VOL. 162, 381-404 pp.

DA CONCEIÇAO, M.; ANDRADE, C.; ROCHA, F.; TASSINARI, C.; MUNHA, J.M.; CRUCES, A.; VIDINHA, J. y MARQUÉS DA SILVA, C. (2003): Lateglacial and Holocene environmental changes in portugüese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. *Holocene.* Vol., 13, Is, 3. 433-446 pp.

DALRYMPE, R.W.; ZAITLIN, B.A. y BOYD, R. (1992): Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications*. J. Sed Petrol*, 62, 1130-1146 pp.

DANIELS, S. (1997): Untried Erosion control plan moves forward in Northwest. ENR: *Enginnering News-Record*. Vol. 239, Is 25, 13-14 pp.

DASHTGARD S.H.; WHITE, R.O.; BUTLER, K.E. y GINGRAS, M.K. (2007): Effects of relative sea level change on the depositional character of an embayed beach, Bay of Fundy, Canada. *Marine Geology*. Vol. 239, 143-161 pp.

DAVIES, J.L. (1964): A Morphogenetic Approach to World Shorelines. *Z. Geomorphol*.,8. 27-42 pp.

DAVIS R.A. (1978): *Coastal Sedimentary Environments*. Ed Springer-Verlag. 23-285 pp.

DAWSON, A.; ELLIOTT, L.; NOONE, S.; HICKEY, K.; HOLT, T.; WADHAMS, P. y FOSTER, I. (2004): Historical storminess and climate 'see-saws' in the North Atlantic region. *Marine Geology*. VOL. 210, 247-259 pp.

DAY, C. (2004): Sea level rise exacerbates Coastal erosion. *Physics Today*, 57, Is, 2, 24-26 pp.

DE ARAUJO, M.C.B. y COSTA, M.F. (2006): Municipal services on tourist beaches: costs and benefits of solid waste collection. *Journal of Coastal Research. VOL.* 22, Is 5. 1070-107 pp.

DEL ALAMO, J. (1950-1957): Colección diplomática de San Salvador de Oña (822-1284). Madrid.

DELGADO VIÑAS, C. (Dir.) (2003). *Los Montes de Pas: realidad presente y expectativas de futuro.* Universidad de Cantabria, Santander. 222 pp.

DEL RÍO, L. ; BENAVENTE, J. ; GRACIA, F.J. ; ANFUSO, G.; MARTÍNEZ DEL POZO, J.A.; DOMÍNGUEZ, L.; RODRÍGUEZ- RAMÍREZ, A.; FLORES, E., CÁCERES, L.M.; LÓPEZ AGUAYO, F. Y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (2003): cuantificación de procesos de erosión costera en el litoral suratlántico español. Primeros resultados*. Geogaceta*, 33; 3-6 PP.

DE OLIVEIRA CALDAS, L.H.; GOMES DE OLIVEIRA, J. JR.; DE MEDEIROS, W.E.; STATTEGGER, K. y VITAL, H. (2006): Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil*. Geo-Mar Lett*. Vol. 26, 249-263 pp.

DE OLIVEIRA CALDAS, L.H.; STATTEGGER, K. y VITAL, H. (2006): Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, 228. 39–53 pp.

DERONDE, B.; HOUTHUYS, R.; DEBRUYN, W.; FRANSAER, D.; VAN LANCKER, V. y HENRIET, J.P. (2006): Use of airborne hyperspectral data and laserscan data to study beach morphodynamics along the Belgian coast.*Journal of Coastal Research. Vol.* 22, Is 5, 1108-111 pp.

DE SANJOSÉ, J.J. Y ARTEAGA, C. (2003*):* Aplicación de las técnicas geodésicas y fotogramétricas para el seguimiento de una duna "lingüiforme" en el sistema dunar de Liencres, Cantabria (España). *III Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia. Universidade de Aveiro, Dezembro 2002. 179-193 pp.*

DIRECCIÓN GENERAL DEL PATRIMONIO FORESTAL DEL ESTADO (1946): *Informes sobre el Consorcio para la Repoblación del Sistema Dunar de Liencres*. Legajo S-43. Ministerio de Medio Ambiente. Inédito

DGPFE- Dirección General del Patrimonio Forestal del Estado (1951): *Informe de Sección sobre las Dunas de Liencres. Legajo, S-43; Nº 2.321.* Obtenido en el Ministerio de Medio Ambiente.

DIAS, J.M.A.; BOSKI, T,; RODRIGUES, A. y MAGALHAES, F. (2000): Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis. *Marine Geology*. VOL. 170, 177-186 pp.

DÍAZ, A. y FERRER, A.M.LL. (2005): Valoración de los efectos de la regeneración artificial en la Bahía de Alcudia. Mallorca. *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.225-240 pp

DIEGO LIAÑO, C. (1987): El aprovechamiento de los recursos forestales en Cantabria: el ejemplo de las cuencas media-alta del Pas y del Miera. *Proyecto de Investigación*. Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria, Santander. 201-305 pp.

DÍEZ, J. J. (1980): Introduccion al estudio geomorfologico de la Ria de Foz. *Revista Obras Publicas*, págs. 941-952 pp.

DÍEZ, J. J. (1999): Morphodynamics of Spanish Cantabrian Rias. *Journal of Coastal Research*, 14, págs.1072-1082 pp.

DIEZ, J.J.; NEGRO, V., y FERNANDEZ, P. (2006): Further studies for stabilizing the entry channel to Foz Fishing Port, Lugo. *Journal of Coastal Research.* 22, Is 3. 710-719 pp.

DIEZ MANRIQUE, J.F. (1975): Estudio psicológico de la población pasiega. Publ. *Del I. de E. y F-Hoyos Sainz- VII*. Santander. 13-55 pp.

DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. y BARBOZA, E.G. (2004): Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*. Vol. 203, 43-56 pp.

DINGLER, J.R. y REISS, T.E. (2002): Changes to Monterey Bay beaches from the end of the 1982/83 El Niño through the 1997/98 El Niño. *Marine Geology*. Vol. 181, 249-263 pp.

-D.M. Diario Montañés:

* sobre las inundaciones "históricas":
-1907, del 14 al 18 de Octubre. Año VI. Nº1880-1885.
-1909, del 10 al 15 de Septiembre. Año VIII. Nº 2569-2574
-1931, 4 al 8 de Julio. Año XXX.
-1938, 10 al 13 de Septiembre. Año XXXVI, Nº 11526-28.
-1953, 15 al 17 de Octubre. Nº 16249-51.
-1977, 14 al 16 de Junio. Nº 24363-64.
-1983, 25 al 30 de Agosto. Nº 26514-520

* sobre la "rotura"

-1995a: 17 de Febrero. Pag. 21.
-1995b: 18 de Febrero. Pag. 17.
-1995c: 21 de Febrero. Pag. 17.
-1995d: 22 de Febrero. Pag.20.
-2001a: 23 de Junio. Pag. 20
-2001b: Agosto.
- 2007: E El invierno se despide con un temporal de frío y nieve. Edición del 20 de Marzo de 2007. 1p

Directiva 75/440/CEE, relativa a la calidad requerida para las aguas superficiales destinadas a la producción de agua potable.

Directiva 76/160/CEE, relativa a la calidad de las aguas de baño.

Directiva 78/659/CEE, relativa a la calidad de las aguas continentales que requieren protección o mejora para ser aptas para la vida de los peces.

Directiva 79/923/CEE, relativa a la calidad exigida a las aguas para cría de moluscos.

Directiva 91/271/CEE, sobre el tratamiento de aguas residuales urbanas.

DOAKE, C.S.M y VAUGHAN, D.G. (1991): Rápid disintegration of the Wordie Ice Shelf in Response to Atmospheric Warming. *Nature, 300.* 328-330 pp.

DOCE - Diario Oficial de las Comunidades Europeas-, (2001): Reglamento CD nº 466/2001 de la Comisión de 8 de Marzo de 2001 por el que se fija el contenido máximo de determinados contaminantes en los productos alimenticios. L 77, pp. 1-13.

DOMINGO CLAVO, L. (1985): *Apuntes de Fotogrametría*. Ed. Universidad. Univ. Politécnica de Madrid. 259 pp.

DOUE (2006): DIRECTIVA 2006/44/CE DEL PARLAMENTO EUROPEO Y DEL CONSEJO de 6 de septiembre de 2006. relativa a la calidad de las aguas continentales que requieren protección o mejora para ser aptas para a vida de los peces. Diario Oficial de la Unión Europea 25.9.2006. 12 PP.

DONNELLY, J,P,(2006): A revised late Holocene sea-level record for northern Massachusetts, USA. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 5. 1051-1061 pp.

DUBOIS, R.N. (2002): How does a barrier shoreface respond to a sea-level rise?. *Journal of Coastal Research.* Vol. 18, Is 2, 52-55 pp.

DUNCANA, C.S; GOFFA, J.A.; AUSTIN, J.A. JR. y FULTHORPE C.S. (2000): Tracking the last sea-level cycle: sea¯floor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf. *Marine Geology*. Vol. 170, 395-421 pp.

DUPRE, N. (1987): Evolution de la ligne de rivage à l' embouchure de l'Ebre (Espagne). En: Déplacements des lignes de rivage en Mediterranée d'après les dones de l'archeologie. Ed. *CNRS. Aix-en-Provence.* 25-35 pp.

DYURGEROV, M. (2002): Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis. Ed. *Mark Meier (INSTAAR) & Richard Armstrong (NSIDC).* Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado, Boulder, Colorado 80309. *Occasional Paper 55. 268 PP.* *http://www.arctic.noaa.gov/detect/ice-glacier.shtml*

EDESO, J.M. (1990): Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (País Vasco). Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.

EDESO, J.M. (1992). Variaciones del Nivel del Mar Durante el Pleistoceno Medio. (Extremo Oriental de Guipúzcoa. País Vasco*)". LURRALKE*, 15. BIBLID. 63-106 pp.

EDESO, J.M. (1994): El relleno holoceno de la depresión de Zarauz. *Lurralde,* 17. pp.- 115-152.

EDESO, J.M. y UGARTE, F. (1990): Algunos datos sobre la paleo-geogafía litoral cuaternaria de la costa: Jaizquibel- bahía de Txingudi (Golfo de Vizcaya). *Cuadernos de Sección-Historia-Geografía*, 16. Eusko-Ikaskurtiza. 27-76 pp.

EDWARDS, R. (2005): Sea levels: abrupt events and mechanisms of change. *Progress in Physical Geography* 29, Is, 4. 599–608 pp.

EL-RAEY, M.; EL-DIN, S.H.S.; KHAFAGY, A.A. y ZED, A.I.A.(1999): Remote sensing of beach erosion/acretion patterns along Damietta-Port Said shoreline, Egypt. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 20, Is 6, 1087-1106 pp.

EMERY, K.O. y AUBREY, D.G. (1991*): Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges*. Springer-Verlag. 237 pp.

ENGELHART, S.E.; HORTON, B.P.; ROBERTS, D.H.; BRYANT, CH. L., D. y CORBETT, R. (2007): Mangrove pollen of Indonesia and its suitability as a sea-level indicator. *Marine Geology. En prensa*. 17 pp.

ENGSTROM, W.N. (2006): Nineteenth century coastal geomorphology of southern California. *Journal of Coastal Research,Vol.* 22, Is 4, 847-861 pp.

ENRIQUEZ, A. (1888). *Establecimiento balneario de Puente Viesgo. Provincia de Santander.* Imprenta y Lit. F. Fons, Santander.

ENS-*Environment NewS Services* (2002): 11 African Countries Unite to Curb Beach Erosion http://translate.google.com/translate?hl=es&sl=en&u=http://www.ens-newswire.com/ens/aug2002/2002-080102.asp&sa=X&oi=translate&resnum=6&ct=result&prev=/search%3Fq%3Derosion%2Bbeach%2Bkenya%26hl%3Des

ERIKSON, L.H.; LARSON, M. y HANSON, H. (2007): Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. .*Marine Geology.In press.*

ERNSTSEN, V.B.; NOORMETS, R.; WINTER, C.; HEBBELN, D.; .BARTHOLOMÄ, A.; FLEMMING, B.W. y BARTHOLDY, J. (2006): Quantification of dune dynamics during a tidal cycle in an inlet channel of the Danish Wadden Sea. *Geo-Mar Lett.* Vol. 26, 151-163 pp.

ESCAGEDO SALMÓN, M., (1921): Costumbres pastoriles cántabro-montañesas. Santander. 44-93 pp.

ESCALANTE, Amós de (1961): primera edición 1871).*Costas y Montañas. Diario de un caminante.* Madrid, Publicaciones Españolas, 1961 [Colección «Mediodía» de Geografía Literaria y Viajes]. Dos tomos.158 pp.

ESPERON, A. (1851): El pasiego. Semanario Pintoresco Español. Madrid. 390-392 PP.

ESTEVES, L.S.; WILLIAMS J.J. and DILLENBURG, S.R. (2006): Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Journal of Coastal Research* . Vol. 22, Is 5, 1076-1090 pp.

EUROSIÓN (2004): *Living with coastal erosion in Europe: Sediment and space for sustainability. Informe inédito,* Part I. págs. 54.

EUROSIÓN-*Dirección General para el Medio Ambiente Europeo* (2004): vivir con la erosión costera en Europa sedimentos y espacio para la sostenibilidad. Resultados y otros informes anejos. Ed. Ministerio de Medio Ambiente, Dirección General de Costas, del Estado Español & CoPraNet - *Red de Prácticas*

Costeras & MESSINA Managing European Shoreline and Sharing Information on Near-shore Areas. 40 pp.

EVANS, R.L. (2004): Rising sea-levels and moving shorelines. *Oceanus*. Vol. 43, Is 1, 6-11 pp.

FAIRBRIDGE, R.H. (1980): The estuary : its definition and geodynamic cycle. En: E. Olausson e I. Cato, Eds. *Chemistry and byochemistry of estuaries*. 1-16 pp.

FAN, H.; HUANG, H., y ZENG, T.(2006): Impacts of anthropogenic activity on the recent evolution of the Huanghe (Yellow) River delta. *Journal of Coastal Research.* VOL. 22, Is 4. 919-929 pp.

FANOS, A.M. (1995): The impact of human activities on the erosion and accretion of the Nile Delta coast. *Journal of Coastal Research*. Vol. 11, 821-833 pp.

FEDERICO, P.R. y RODOLFO, G. (2004): Geomorphological Features and Evolution of the Ensenada de Atacames (Provincia de Esmeraldas, Ecuador). *Journal Of coastal Research. Vol., 20 IS, 3. 700-708*

FEE –Federación Española de Espeleología (1992*): Informe Sobre los Efectos de la Apertura de Una Cantera en el Macizo del Dobra (Sector Este) en el Medio Subterráneo*. FEE. INÉDITO. 18 pp.

FERNÁNDEZ ACEBO, V.; ORIA MARTÍNEZ-CONDE, M. y LÓPEZ GARCÍA, J.I. (1992). *Dichos y refranes de uso común en los valles altos del Pas y del Miera.* Asociación Científico Cultural de Estudios Pasiegos, Museo de las Villas Pasiegas, Cantabria.

FERNÁNDEZ ACEBO, V (1991): Recuperación, ordenación y explotación racional de las zonas de montaña: los valles altos del Pas y del Miera. Santander.

FERNÁNDEZ ORTEGA, C. (1997). *Proyecto de estación depuradora en Candolias (Ayuntamiento de Vega de Pas).* Proyecto Fin de Carrera, Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera, Universidad de Cantabria. Torrelavega.

FERNÁNDEZ, E. y GARROTE, J. (2002): Geomorfología y restauración dunar. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid* 53-66 pp.

FERNÁNDEZ, Y.; GONZÁLEZ, J.M.; MARTÍNEZ, J.E. y SÁNCHEZ, J.L. (2005): Evaluation of the effects produced by the construction and expansion of marinas on Posidonia oceánica (L) Delile meadows. *Journal of Coastal Research, SI, 49.*94-99 pp.

FERRE, E.; CORTÉS, M.; RAMOS, J. y SENCIALES, J.M. (2002): niveles marinos de la Bahía de Málaga: sector El Candado-La Araña (España). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 351-360 pp.

FERREIRA O. y ALVERINHO-DIAS, J (2000): Consecuencia de los Temporales Marítimos en Playas Expuestas. *GEOMORFOLOGÍA LITORAL*. Ed. ITGME-Ministerio de Ciencia y Tecnología. 61-89 pags.

FINKL, C.L. (2004a): Coastal Classification: systematic Approaches to consider in the Development of a Comprehensive Scheme. *Journal Of coastal Research*. Vol., 20 IS, 1. 166-213 pp.

FINKL, C.W. (2004b): Leaky Valves in litoral sediment budgets: loss of the nearshore sand to deep offshore zones via chutes in barrier reef systems, southeast coast of Florida, USA. *Journal of Coastal Research.* Vol. 20, Is 2, 605-611 pp

FINKL, C.W.; y CHARLIER, R.H.(2003): Sustainability of subtropical coastal zones in southeastern Florida: Challenges for urbanized coastal environments threatened by development, pollution, water supply, and storm hazards. *Journal of Coastal Research,* Vol. 19, Is 4, 934-943 pp.

FINKL, C.W.; BENEDET, L. y ANDREWS, J.L. (2006): Laser Airborne Depth Sounder (LADS): a new bathymetric survey technique in the service of coastal engineering, environmental studies, and coastal zone management. *Coastal Planning & Engineering.*15 pp.

FINKL, C.W. y WALKER, H.J. (2004): Beach nourishment. *In*: Schwartz, M. (ed.), *The Encyclopedia of Coastal Science.* 147-161 pp.

FINKL, C.W.; ANDREWS, J.L.; CAMPBELL, T.; BENEDET, L. y WATTERS, J. (2004): Coupling Geological concepts with historical data sets in a MIS Framework to prospect for beach-compatible sands on the inner continental shelf: experience on the eastern of Texas Gulf Coast. *Journal of Coastal Research*. Vol. 20, Is 2, 533-549 pp.

FINKL, C.W.; KHALIL, S.M.; ANDREWS, J.; KEEHN, S. y BENEDET, L. (2006): Fluvial sand sources for barrier island restoration in Louisiana: geotechnical investigations in the Mississippi River. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 4, 773-787 pp.

FLETCHER, C.H.; RICHMON, B.M. y MULLANE, R.A. (1997): Beach loss along armoured shorelines on Oahu, Hawaiian Islands. . *Journal of Coastal Research*. Vol. 13, Is 1, 209-219 pp.

FLOR, G. (1980a). Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. *Proceedings* o, *I Geología Ambiental* y *Ordenación del Territorio*. Santander. 22 pp.

FLOR, G., (1980b): Playas levantadas de Merón y Oyambre. *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca*; 357-371 pp.

FLOR, G. (1981): Las dunas eólicas costeras de la Playa del Xagó (Asturias*). Trabajos de Geología*, Univ. De Oviedo, 11, 61-70 pp.

FLOR, G. (1983a). Las formaciones dunares eólicas del litoral asturiano. *Ástura,* 1. 9-19 pp.

FLOR, G. (1983b): Las Rasas Asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. Trabajos de Geología, 13. 65-81 pp.

FLOR, G. (1987): Evolución del borde costero del noroeste peninsular: Un modelo de costa acantilada progradante. *Actas VII Reunión sobre Cuaternario., AEQUA,* Santander. Pp 215-218.

FLOR, G. (1989): Estructuras de deformación por pisadas de cérvidos en las dunas cementadas de Gorliz (Vizcaya, N. de España). *Rev. Soc.* Geol. España, 2, 23-29 pp.

FLOR, G. (1992): Tipología, catalogación y tendencias de los procesos de erosión/sedimentación en los campos dunares de la costa de Galicia (NW de España). *Thalassas*, 10. 9-39 pp.

FLOR, G. (1995): Estudio sedimentológico y morfológico del campo dunar de Salinas-El Espartal (Asturias).

FLOR, G. (1997) : Campos dunares eólicos costeros. En: Pendón G. : Geología Costera. Publicaciones de la Universidad de Huelva, 229 pág., 151-172 pp.

FLOR, G. (1998): Classification and characterization of eolian dunes in temperate rocky coast. The Spanish Peninsular Eolian Fields. En: Soares de Carvalho, G., Veloso, F.& Taveira Pinto,F.: Dunas da zona costeira de Portugal*. Eurocoast Portugal*, 29-42 pp.

FLOR, G. (2000): *Geomorfología Litoral. Aspectos dinámicos y morfosedimentarios en estuarios mesomareales cantábricos*. Ed.I.T.G.M.E. Madrid. 157.pp

FLOR, G. (2004): Estuarios. *Geología Marina*. Ed. G. Flor. 407-445 pp.

FLOR, G. (2005): Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico. *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.167-182 pp.

FLOR, G. ; FERNÁNDEZ-PÉREZ, L.A.; CABRERA-CEÑAL, R. (1992): Características dinámicas y sus relaciones sedimentarias en la Ría del Eo (Galicia-Asturias, Noroeste de España). *Revista de la Sociedad Geológica Española*, 5. 7-25 pp.

FLOR, G. y FLOR BLANCO, J.F. (2005a): Evolución del campo dunar en el Puntal (Laredo). 155-166 pp.

FLOR, G y FLOR BLANCO, G. (2005b): An introduction to the erosion and sedimentation problems in the coastal Regions of Asturias and Cantabria (NW Spain) and its implications on environmental management. *Journal of Coastal Research, SI, 49.*58-63 pp.

FLOR, G., MARQUÍNEZ, J. y O´NEILL, A.C. (1983): El complejo de dunas eólicas de la Playa de Frouxeira (Meiras-Valdoviño, La Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 6, 155-187 pp.

FLOR, G y MARTÍNEZ CEDRÚN, P. (1991): Características Morfológicas y Sedimentológicas de las Dunas Eólicas de Sonabia (Zona Oriental de Cantabria, NO de España).*Estudios de Geología*, 4. 317-333 pp.

FLOR, G. y MARTÍNEZ , P. (2004): Excursión Costera Liencres-San Vicente de La Barquera. En Geocantabria*: Itinerarios Geológicos*. Ed. Consejería de Medio Ambiente de Cantabria. 26-47 pp.

FLORES, E. (2003): Estudio de ecología humana en la comunidad pasiega, Cantabria. Fundación CEDESC. Santander. 188 pp.

FOLK, R.L. y WARD, W.C. (1957): Brazos River bar: a study of significate of grain size parameters*. J. Sediment. Petrol.* 27. 3-26 pp.

FOMENTO (1890-1897): Expedientes *para la Desecación de las Marismas de: "Mogro", "Piélagos" y "la Unquera".* Dirección General de Puertos. Legajos: 15.404 y 15.427.

FORBES, D.L.; PARKES, G.S.; MANSON, G.K. y KETCH, L.A. (2004): Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*. Vol. 210, 169-204 pp.

FORMAN, S.L., OGLESBY, R. y WEBB, R.S. (2001): Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. *Global and Planetary Change,* 29: 1-29 pp.

FORMAN, S.L. y PIERSON, J. (2003): Formation of linear and parabolic dunes on the eastern Snake River Plain, Idaho in the nineteenth century. *Geomorphology*, Vol. 56, Is 1. 189-200 pp.

FORNÓS, J.J.; BALAGUER, P.; GELABERT, B. y GÓMEZ-PUJOL, I. (2005): Pleistocene formation, evolution and retreta rates in a carbonate coastal cliff (Mallorca Island, Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research, SI, 49.*15-21 pp.

FOYLE, M. y NORTON, K.P. (2006): Late Holocene Nearshore Change at a Nontidal Transgressive Systems Tract Strandplain Complex, Presque Isle, Pennsylvania, U.S.A. *Journal of Coastal Research. VOL. 22 IS 2,* 406-423 pp.

FRANCESCHINI, G. y COMPTON, J.S. (2006): Holocene evolution of the Sixteen Mile Beach complex, Western Cape, South Africa. *Journal of Coastal Research. VOL.* 22, Is 5, 1158-1166 pp.

FRANK, T.D. y JELL, J.S. (2006): Recent developments on a nearshore, terrigenous-influenced reef: Low Isles Reef, Australia. *Journal of Coastal Research.VOL.,* 22, Is 3. 474-48 pp.

FREEMAN, S.T. (1979). *The Pasiegos :Spaniards in no man's land.* The University of Chicago Press, Chicago. 291 pp.

FREEMAN, S.T. (1970): Notas sobre la trashumancia pasiega. Publ. *I de E. y F. –Hoyos Sáinz- II*. Santander. 163-170 pp.

FREEMAN, S.T. (1976): Maneras de ser pasiego. *Temas de Antropología Española*. Madrid. 225-241 pp.

FRIHY, O.E. y DEWIDAR, K.M. (2003): Patterns of erosion/sedimentation, heavy mineral concentration and grain size to interpret boundaries of littoral sub-cells of the Nile Delta, Egypt. *Marine Geology*, 199, 27-43 pp

FROEDE, C.R.. JR., (2006): The impact that Hurricane Ivan (September 16, 2004) made across Dauphin Island, Alabama. *Journal of Coastal Research,* 22. Is, 3, 561-573 pp.

FROIDEFOND, J.M. y LEGIGAN , P. (1985): La Grande Dune du Pylat et la Progresión des Dunes sur le Litoral Aquitain. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, Nº38. 69-79 pp.

FROMARDA, F.; VEGA, C. y PROISY, I.C. (2004): Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. *Marine Geology*. Vol. 208, 265-280 pp.

FROUIN, M.; SEBAG, D.; LAIGNEL, B.; OGIER, S.; VERRECCHIA, E.P. y DURAND, A. (2006): Tidal rhythmites of the Marais Vernier Seine estuary, France and their implications for relative sea-level. *Marine Geology,* 235. 165–175 pp.

GABET, C. (1979) : L'érosion des côtes sableuses de la Charente-Maritime". *Norois* N°104 année. Poitiers. 556-560 pp.

GABRIEL, A. O. y TENCH, T. A. (2005): Cumulative patterns and controls of seawall construction Thurston County, Washington. *Journal of Coastal Research*. Vol. 21, is 3, 430-440 pp.

GAGLIANO, S.M.; MEYER, J. y WICKER, K.M. (1981): Land loss in the Mississipppi River deltaic plain. *Trans. Gulf coast Assoc. Geo. Soc*. Vol. 31, 295-300 pp.

GALGANO, F.A. y DOUGLAS, B.C. (2000): Shore line position prediction: methods and errors. *Environmental Geosciences*. Vol. 7, Is 7, 23-31 pp.

GARCÍA ALONSO, M. (2004): La cabaña pasiega. Origen y evolución arquitectónica. Ed. Gobierno de Cantabria. Santander. 245 pp.

GARCÍA, A.; CEBALLOS, G. y ADAYA, R. (2003): Intensive beach management as an improved sea turtle conservation strategy in Mexico. *Biological conservation*. Vol. 111, Is 2, 253-263 pp.

GARCÍA, T.; FERREIRA, O.; MATIAS, A. y DIAS, J.A. (2005): Coastal hazards representation for Praia do Barril (Algarbe, Portugal). *Journal of Coastal Research, SI, 49*.28-33 pp.

GARCÍA DE LOMAS, J.; GARCÍA, C.M.; HERNÁNDEZ, J. y ABARCA J.M (2001): Sistemas Dunares de la Provincia de Cádiz. Perspectivas para su Gestión. Libro *resumen I FORO NACIONAL SOBRE GESTIÓN INTEGRAL DE ZONAS COSTERAS*. 53-55 pp.

GARCÍA F.J.; JIMÉNEZ, R. y RODRÍGUEZ-ARIZA, M.O. (2002): Caracterización geomorfológico del sector de Castellón Alto (Galera, Granada) y su influencia sobre el patrón de asentamiento humano desde la prehistoria reciente hasta la actualidad. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 109-116 pp.

GARCÍA LOMAS, A. (1977). *Los pasiegos: estudio crítico, etnográfico, pintoresco (años 1011 a 1960).* Librería Estvdio, Santander. 398 pp.

GARCÍA LOMAS, A. (1922): Estudio del dialecto popular montañés. San Sebastián.

GARCÍA MARTINO, F. (1862). *Bosquejo dasográfico de la provincia de Santander.* E: 1/250.000. Junta General de Estadística, Madrid.

GARCÍA SEPÚLVEDA, I; CARAMÉS, M y COY-YLL, R. (1986): Niveles de Contaminación en los sedimentos de la Ría de Suances. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos. IV*. Ed. Univ. Complut.Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas. 49-53 pp.

GARDNER, N.; HALL, B. y WEHMILLER, J. (2006):Pre-Holocene raised beaches at Cape Ross, Southern Victoria Land, Antarctica. *Marine Geology, 229*. 273–284 pp.

GARES, P.A. (1990): Eolian Proceses and Dune Changes al Developed and Undeveloped Sites. Island Beach., New Jersey. *COASTAL DUNES, form and process*. Ed Wiley. 361-378 pp.

GARMENDIA, C. (1986): *Efectos de la actuación humana en la cuenca del Pas*. Tesina. Dpto.Geografía. Universidad de Cantabria. Inédito. 138 pp.

GARMENDIA, C. (1987): Las Crecidas en la Cuenca del Pas (Cantabria): Incidencia de la actuación humana. *Actas VII REUNIÓN AEQUA-Asociación Española para el estudio del Cuaternario*. 123-127 pp.

GARROTE, J. y GARZÓN, G. (2005): Análisis del retroceso del frente de la costa usando fotogramas aéreos, Oyambre (Cantabria). *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.51-66 pp.

GARROTE, J.; GARZÓN, G. y ALCÁNTARA-CARRIÓ (2002): Influencia de los temporales sobre el transporte de sedimentos en la Playa de Oyambre (Cantabria). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 361-372 pp.

GARROTE, J.; PAGE, y GARZÓN, G. (2001): morfodinámica en un complejo playa-ría bajo condicionantes antrópicos. (Oyambre, Cantabria). *Geogaceta*, 30, 55-58 pp.

GAUDIN, M.; MULDER, T.; CIRAC, P.; BERNÉ, S. y IMBERT, P. (2006): Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Mar Lett*. Vol. 26, 331-345 pp.

GHARIBREZA, M.R. y MOTAMED, A. (2006): Late Quaternary paleoshorelines and sedimentary sequences in Chabahar Bay (Southeast of Iran). *Journal of Coastal Research. Vol.* 22, Is 6, 1499-1504 pp.

GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T. y BATUMI, S.H. (2007): Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coast (southern Brazil) *Marine Geology,* 237. 43–168 pp.

GIL CARRASCO, E. (1983): Los pasiegos. Semanario Pintoresco Español. Madrid.

GIL DÍAZ, J.L. (1982): Estudio de la Contaminación del Río Besaya y Propuesta de Medidas para su Corrección. *Tesina de Licenciatura. INÉDITO*. Univ. De Valladolid Fac. Ciencias Dpto. Química Técnica. Inédita.

GOBIERNO DE CANTABRIA (1997): *Indicadores Municipales Estadísticos*. Ed. Consejería de Economía. TOMOS I y II.

GOFF, J.A.; JAMES, T.; AUSTIN, A. JR.; GULICKA, S.; NORDFJORD, S.; CHRISTENSEN, B.; SOMMERFIELD, C.; OLSONA, H. y ALEXANDER, C. (2005): Recent and modern marine erosion on the New Jersey outer shelf. *Marine Geology*. Vol. 216, 275-296 pp.

GOKASAN, E.; TUR, S.; ECEVITOGLU, B.; GÖRÜM, T.; TÜRKER, A; TOK, B.; CAGLAK, F.; BIRLAN, H. y SIMSEK, M. (2005): Evidence and implications of massive erosion along the Strait of Istanbul (Bosphorus). *Geo-Mar Lett.* Vol. 25, 324-342 pp.

GÓMEZ, J. (1994): Estudio de las Variaciones del Nivel del Mar: Anuales, Estacionales y mensuales en el Puerto de Santander. *ACTAS DEL IV COLOQUIO INTERNACIONAL SOBRE OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE VIZCAYA*. Santander 12-14 Abril de 1994. Ed. O. Cendrero- I. Olaso. 83-97 pp.

GÓMEZ-PINA, G.; MUÑOZ-PÉREZ, J.J.; RAMÍREZ, J.L. y LEY, C. (2002): Sand dune management problems and techniques , Spain. *Journal of Coastal Research*, SI, 36, págs. 325-332 pp.

GONZÁLEZ, R.; ALVEIRINHO DIAS, J y FERREIRA, O (2002): Recent rapid evolution of the Guadiana estuary mouth southwestern Iberian Peninsula*). Journal of Coastal Research,* SI:36, 516-527 pp.

GONZÁLEZ DIÉZ, A. (1995): Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje. Tésis inédita. 260 pp

González, A.; Díaz de Terán, J.R.; Barba, F.J.; Redondo, y Cendrero, A. (1996): Propuesta de un modelo cronológico para las terrazas de la vertiente cantábrica. *Geogaceta, 20*. pp 1096-1099.

GONZÁLEZ ECHEGARAY, Mª. C. (1974): *Toranzo: Datos para la historia y etnografía de un valle montañés.* Ed. Cantabria Tradicional. Santander. 356 pp

GONZÁLEZ ECHEGARAY, MªC. (1983). *Escudos de Cantabria. Valles de Soba, Ruesga, Pas, Liendo, Guriezo y provincia de Liébana.* Institución Cultural de Cantabria, Tomo 5, Santander.206 pp.

GONZÁLEZ ECHEGARAY, J. (1996): *Los Cántabros. Ed. Estudio*. Santander. 277 pp.

GONZÁLEZ MARTÍNEZ, M.P.; GONZÁLEZ MARTÍNEZ, M. y GONZÁLEZ IBÁÑEZ, J.A. (2006). Valle de Luena. Recuerdos de una época. *Cantabria Tradicional*, Torrelavega.184 pp.

GONZÁLEZ MORALES, M.R. (1987): Guía de Excursiones. Parada 6.: Abrigo de La Peña del Perro. *VII Reunión sobre el Cuaternario AEQUA*. Santander. 57-59 pp.

GONZÁLEZ y MOÑINO, M. (2004): Excursión por las Cuencas de los ríos Miera y Pas-Pisueña. Un ejemplo didáctico de la evolución del relieve Cuaternario en la Cornisa Cantábrica Oriental. En *Geocantabria: Itinerarios Geológicos*. Ed. Consejería de Medio Ambiente de Cantabria. 101-122 pp.

GOODWIN, I.D. y GROSSMAN, E.E. (2003): Middle to late Holocene coastal evolution along the south coast of Upolu Island, Samoa. *Marine Geology*. Vol. 202, Is. ½ 16 pp.

GOODWIN, I.D.; STABLES, M.A.; y OLLEY, J.M. (2006): Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*. VOL. 226, 127-144 pp.

GORNITZ, V.; COUCH, S. y HARTING, E.K. (2002): Impacts of sea level rise in the New York city metropolitan area*. Glob. Planet changes*, 32. 61-88 pp. . En: VALIELA, I. (2006): *Global Coastal Change*. Ed. Blacwell&Publishing. Oxford. 367 pp.

GOWEN, P. (2001): Our Disappearing Coastline. http://members.aol.com/ruraleye/gowen4a.htm

GRACIA F.J.; ALONSO, C.; GALLARDO, M.; GILES, F.; RODRÍGUEZ, J.; BENAVENTE, J. y LÓPEZ AGUAYO, F. (1999): Aplicación de la Geoarqueología al estudio de cambios costeros postflandrienses en la Bahía de Cádiz. En V. Roselló: *Geoarqueología y Quaternari Litoral. Memorial M.P. Fumanal*. Serv. Publ. Univ. Valencia pp. 357-366 pp.

GRACIA, J., ALONSO, C., MARTÍNEZ DEL POZO, J.A., DEL RÍO, L., ANFUSO, G., y BENAVENTE, J. (2003): Evolución Geomorfológica Holocena e Histórica de la Ensenada de los Lances (Tarifa, Cádiz), en Blanco Chao et al.: Procesos Geomorfológicos y Evolución Costera. Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral. Universidad de Santiago de Compostela. 255-269 pp.

GRACIA, F.J.; ANFUSO, G.; BENAVENTE, J.; DEL RÍO, L.; DOMÍNGUEZ, L. y MARTÍNEZ, J.A. (2005): Monitoring coastal erosion at different temporal scales on sandy beaches: application to the Spanish Gulf of Cadiz Coast. *Journal of Coastal Research, SI, 49*.22-27 pp.

GRANJA, H.M.y SOARES DE CARVALHO, G. (2000): Inland Beach Migration ("beach erosion") and the Coastal Zone Management. *Eurocoast, Period. Biol. Suppl*. 1. 413-424 pp.

GRIVEL, S.(2000) : *La Grande-Plage de Oléron, de Vert-Bois à Gatseau : dynamique, évolution et enjeux de un système littoral. Inédito.Maîtrise de géographie, Paris VIII, págs. 192.*

GRUNEWALD, R. (2006): Assessment of damages from recreational activities on coastal dunes of the southern Baltic Sea. *Journal of Coastal Research.* VOL. 22, Is 5. 1145-115 pp.

Guilcher, A. (1955): La plage ancienne de La Franca (Asturies). *Comp. Rend. Acad. Scien*. Paris, 241. 603-1605 pp.

GUILCHER, A. (1957): *Morfología litoral y submarina*. Ed. Omega. 264 pp..

GUILCHER, A.(1965): Précis d´hidrologie marine et continentale. Ed.Mason&Cie.389 pp.

GUILCHER, A. (1977): Les "rasas": un problème de morphologie littoral générale. *Annales de Geographie*, 83. 1-33 pp.

GUILCHER, A. y HELLEGOUËT, B. (1981): "Le haut cordon de galets pleistocènes de Ruvin en Plovan (Finistère) et ses enseignemants généraux". *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quatern*.,17-19, 75-82 pp.

GUILEN, J. y PALANQUES, A. (1992): Sediment dynamics and hydrodynamics in the lower course of a river highly regulate d by dams: the Ebro River. Sedimentology. Vol. 39, 567-579 pp.

GUINET, N. (2001): Evolution du statut des digues en Charente Maritime. *Memoire Ecole Superieure des Geometres et Topographes*, Le Mans. 71 pp.

GUNAYDIN, K. and KABDASH, M.S.(2006): Protection of shoreline by using partial revetment structure under regular and irregular waves. *Journal of Coastal Research. VOL.* 22, Is 6, 1349-1359 pp.

GÜNTHER, H.; ROSENTHAL, W, STAWARZ, M, CARRETERO, J.C., GÓMEZ, M, LOZANO, I., SERRANO, O y REISTAD. M., (1998): The wave climate of the Northeast Atlantic over the period 1955-1994: The WASA, Wave Hindcast. The Global Atmosphere and the Ocean System, 6. 121-163 pp.

HANLEY, R. (1998): As beaches erode, a debate on who'll pay for repairs (cover story). *New York Times*. Vol. 147, Is 51133, 1-2 pp.

HARTMAN, J. (2002): Study suggests many factors affect erosion on beaches with seawalls. *Civil Engineering.* Vol. 72, Is 2, 23-24 pp.

HARVEY, N. (2006): Holocene coastal evolution: barriers, beach ridges, and tidal flats of South Australia. *Journal of Coastal Research.* VOL. 22, Is 1, 90-99 pp.

HAYES, M.O. (1975); Morphology of sand accumulation in estuaries : an introduction to symposium. En L.E. Cronin, Ed. *Estuarine Research, II, Geology and engineering, Academic Press*. 3-22 pp

HEALTH CANADA (2007): Canada's Health Concerns from Climate Change and Variability. http://www.hc-sc.gc.ca/ewh-semt/climat/health_table-tableau_sante_e.html

HELLEMAA, P(1998): The development of coastal dunes and their vegetation in Finland. *Fennia* 176. 1, pp. Helsinkihttp://ethesis.helsinki.fi/julkaisut/mat/maant/vk/hellemaa/abstract.htm

HERNANDEZ, L.; ALONSO, I.; SANCHEZ-PEREZ, I.; ALCANTARA-CARRIO´ , J., y MONTESDEOCA, I. (2007): Shortage of sediments in the Maspalomas dune field (Gran Canaria, Canary Islands) deduced from analysis of aerial photographs, foraminiferal content, and sediment transport trends. *Journal of Coastal Research, Vol.* 23, Is 4. 993-999 pp.

HERNÁNDEZ, L. y MANGAS, J. (2005): Caracterización de los materiales sedimentarios aflorantes en el sistema de dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela. 67-82 pp.

HERNÁNDEZ –PACHECO , E(1932) Las costas de la península hispánica y sus movimientos. *Aso.Esp.Progr.Cienc*. Congreso Madrid.

HERNÁNDEZ –PACHECO , F (1950): Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano. *Extr. Du C.R. du Xve. Congr. Inter.. Géograph*. Lisbonne.

HERNÁNDEZ –PACHECO , F. y ASENSIO AMOR (1966a). Fisiografía y Sedimentología de la Playa y Ría de San Vicente de la Barquera. *Estudios Geológicos.XXII*, nº1-2. 1-23 pp.

HERNÁNDEZ, L.; RUIZ, P.; PEREZ-CHACÓN, E.; SUAREZ, C.; ALONSO, I. y ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. (2002): Pasillos de sombra eólica generados por los kioscos de la Playa El Inglés (Gran Canaria). Resultados preliminares. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 141-148 pp.

HESP, P y THOM, B.G. (1990): Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. En: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y R.W.G. Carter (Eds*). Coastal Dunes: Form and Processes*, 253-288pp.

HESP, P.A. y HASTINGS, K. (1998): Width, height and slope relationships and aerodynamic maintenance of barchans. *Geomorphology Special Edition (Aeolian Environments)* 22, IS 2. 193-204 pp.

HESP, P.A.(1999): The beach backshore and beyond. In: SHORT, A.D. (ed.). *Handbook of Beach and Shoreface Dynamics*. Chichester,.United Kingdom. Ed. John Wiley & Sons.145-170 pp.

HESSE, P.P. y SIMPSON, R.L. (2006): Variable vegetation cover and episodic sand movement on longitudinal desert sand dunes. *Geomorphology*, Vol. 81. Is 3, 276-291pp.

HEYVAERT, V.M. y BAETEMAN, C. (2007): Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran). *Marine Geology*. En prensa.

HILL, H.W.; KELLEY, J.T.; BELKNAP, D. F. y DICKSON, S.M (2004): The effects of stroms and storm-generated currents on sand beaches in Southern Maine, USA. Marine Geology, Vol. 210, Is 1-4, 149-168 pp.

HIMMELSTOSS, E, A.; FITZGERALD, D.M.; ROSEN, P.S. y ALLEN, J.R. (2006): Bluff evolution along coastal drumlins: Boston Harbor Islands, Massachusetts. *Journal of Coastal Research. Vol* 22, Is 5, 1230-1240 pp.

HOEGH,-GULDBERG, O. (1999): Climate Change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Mar. Freshwat. Res.* 50. 839-866 pp. En: VALIELA, I. (2006): *Global Coastal Change*. Ed. Blacwell&Publishing. Oxford. 367 pp.

HOFFMANN, G. y LAMPE, R. (2007): Sediment budget calculation to estimate Holocene coastal changes on the southwest Baltic Sea (Germany). *Marine Geology. En prensa.37 pp*.

HONNEYCUTT, M.G. y KRANTZ, D.E. (2003): Influence of the geologic framework on spatial variability in long-term shoreline change, Cape Henlopen to Rehoboth Beach, Delaware. *Journal of Coastal Research.* Special Issue , 147-167 pp.

HOOGENDOORN, R.M.; BOELS, J.F.; KROONENBERG, S.B.; SIMMONS, M.D.; ALIYEVA, E.; BABAZADEH, A.D. y HUSEYNOV, D. (2005):Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes. *Marine Geology,* 222–223. 359–380 pp.

HOOKE, J. (1998): Coastal Defence and Earth Science Conservation. Ed. Janet Hooke. Pag. 138-139 pp.

HOSELMANN, C. y STREIF, H. (2004): Holocene sea-level rise and its effect on the mass balance of coastal deposits. *Quaternari International*, 112. 89-103 pp.

HORN, D. y LI, L. (2006): Measurement and modelling of gravel beach groundwater response to wave run-up: effects on beach profile changes. *Journal of Coastal Research. Vol.* 22, Is 5, 1241-1249 pp.

HORTON, B. P., CORBETT, R., CULVER, S. J., EDWARDS, R. J. y C. HILLIER. (2006). "Modern saltmarsh diatom distributions of the Outer Banks, North Carolina, and the development of a transfer function for high resolution reconstructions of sea level." *Estuarine Coastal and Shelf Science,*69 (3-4). 381-394 pp.

HOUSER, C. y GREENWOOD, B. (2007): Onshore Migration of a swash Bar during a storm. *Journal Of coastal Research*, Vol. 23, 2. 232-245 pp.

HOUSTON, J.R. (2003): Review of Savins America's beaches: the causes and solutions to beach erosion (advanced series on ocean engineering-volume 19) by Scott, L.D. *Journal of Waterway, Port, Coastal & Ocean engineering*. Vol. 129, Is 4, 192-193 pp.

HOWARI, F.M.; BAGHDADY, A. y GOODELL, P.C. (2007): Mineralogical and gemorphological characterization of sand dunes in the eastern part of United Arab Emirates using orbital remote sensing integrated with field investigations. *Geomorphology*, Vol. 83, Is 1. 67-81 pp.

HUGENHOLTZ, C.H. y WOLFE, S.A. (2005): Recent stabilization of active sand dunes on the Canadian prairies and relation to recent climate variations. *Geomorphology*, Vol. 68, Is 1. 131-147 pp.

IBÁÑEZ MARTÍNEZ-CONDE, J. (1990): *El valle del Pas. Sin salida al mar.* Universidad de Cantabria. *Colección Papeles del Aula*, Santander.

IGCP-INTERNATIONAL GEOSCIENCE PROGRAMME (2005*): Quaternary Land-Ocean Interactions. Annual Report* Project No: 495. 21 pp. http://www.geography.dur.ac.uk/projects/igcp495/AbouttheProject/ReportsPublications/Reports/tabid/2246/Default.aspx

IGCP-INTERNATIONAL GEOSCIENCE PROGRAMME (2006): *Quaternary Land-Ocean Interactions. Annual Report* Project No: 495. 21 pp. http://www.geography.dur.ac.uk/projects/igcp495/AbouttheProject/ReportsPublications/Reports/tabid/2246/Default.aspx

I.G.M.E., (1973): *Mapa metalogenético* escala 1:200.000. Hojas 4 y 11.

IGME, (1974a): *Mapa Geotectónico y de Riesgos*. Hoja de Reinosa (5-2/11) Ed. Ministerio de Industria y Energía. 38 pp.

IGME, (1974b*): Mapa Geotectónico y de Riesgos*. Hoja de Santander (5-1/4) Ed. Ministerio de Industria y Energía. 27 pp.

I.G.M.E (1976). *Mapas Geológicos* de escala 1/50.000 de: Torrelavega, (Hoja 34), Corrales de Buelna (), Reinosa (84), Espinosa (83) y Villacarriedo (59).

I.G.M.E., (1984): *Los Sistemas Hidrogeológicos de Cantabria*. Ed. Ministerio de Industria y Energía. 65 pp.

IGME, (1984b):*Calidad de las Aguas subterráneas en la Cuenca Norte*. Ed. Ministerio de Industria y Energía.

IGN (1997): *Mapas topográficos* escalas 1:25.000. hojas 34 (II-IV) y 58 (II-IV).

INE-Instituto Nacional de Estadística de España (2002): www. Ine.es/población?

INE (2007): *Encuesta sobre el uso del agua en el sector agrario*. Año 2004. http://www.ine.es/inebase/cgi/axi

INM (1995): *Valores normales y estadísticos de estaciones principales (1961-1990).* Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Madrid. 56 pp.

INM (1998): *Las Precipitaciones Máximas en 24 Horas y sis Períodos de Retorno en España*. Asturias y Cantabria. Vol. II. Ministerio Medio Ambiente. Madrid. 116 pp.

INM-Instituto Nacional de Meteorología (2007): *generacion de escenarios regionalizados de Cambio Climatico para España.* Primera fase. INM, Ministerio de Medio ambiente. 145 pp. http://www.inm.es/web/izq/noticias/meteonoti/pdf/Escenarios_20070402.pdf

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: Working Group I*: The Scientific Basis. http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/048.htm

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* Summary for Policymakers. 21 pp.

IRABIEN, M.J.; YUSTA, I; ÁLVARO, A; SOTO, J; GÓMEZ, J; VIGURI, J; VERDE, J. y IRABIEN, A. (2001): Cronología de la contaminación antropogénica por Fe, Zn, Pb y PAHs en sedimentos de la Bahía de Santander. *Actas I Foro Nacional sobre Gestión Integral de zonas Costeras.* 140-142 pp.

IRWIN, R.J., M. VANMOUWERIK, R.J.M.; STEVENS, L.; SEESE, M.D. y BASHAM, W. (1997): Environmental Contaminants Encyclopedia. National Park Service, Water Resources Division, Fort Collins, Colorado. *Distributed within the Federal Government as an Electronic Document (Projected public availability on the internet or NTIS: 1998).* http://www.miliarium.com/Paginas/Prontu/Tablas/Quimica/Contaminantes.htm

ISAACS, L. (2000): Shoring up the nation's coastline. *American City & County*. Vol. 115, Is 13, 56-60 pp.

IVESTER, A.H. y LEIGH, D.S. (2003): Riverine dunes on the Coastal Plain of Georgia, USA. *Geomorphology*, Vol. 51, Is 4. 289-311 pp.

JAWOROWSKI, Z. (2004): Carta al Comité de Ciencia, Comercio y Tansporte del Senado de Estados Unidos En: Cambio Climático¿Calentamiento Global, o Próxima Glaciación?. CAP. 1. http://www.mitosyfraudes.org/INDICE/cap1-cambio.htm

JAY, D.A. y SMITH, O.P. (1991): residual circulation in shallow estuaries, 2. weakly stratified and partially mixed, narrow estuaries. *J. Geophys. Res*., 95, 733-748 pp.

JAYAPPA, K.S.; KUMAR, G.T.V. y SUBRAHMANYA, K.R. (2003): Influence of coastal structures on the beaches of southern Karnataka, India. *Journal of Coastal Research.* Vol. 19, Is 2, 389-409 pp.

JEANJEAN, V (1983) : *Le littoral de l'île d'Oléron : étude géomorphologique*. Inédito. Mém. Maîtrise : Géographie, Université Tours. Págs. 393
JIMÉNEZ, J.A. y SÁNCHEZ-ARCILLA, A. (1993): Mwdium-term coastal response at the Ebro Delta, Spain. *Marine Geology*. Vol. 114, 105-113 pp.

JOL, H.M.; SMITH, D.G. y MEYERS R.A. (1996): Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). *Journal of coastal Research*, Vol. 12, Is 4. 960-968 pp.

JONES, P.D.; RAPER, S.C.B. ; BRADLEY, R.S.; DIAZ, H.F.; KELLY, P.M. y WIGLEY T.M. (1986): Nothern Hemirphere Surface Air Temperature Variations: 1851-1984. American Meteorological Society. Feb. 161-179 pp.

JONSON, D. (2000): Beaches vs. Buildings. *Futurist*. Vol. 34, Is 1, 8-10 pp.

JORGENSON M.T. y BROWN. J. (2005): Classification of the Alaskan Beaufort Sea Coast and estimation of carbon and sediment inputs from coastal erosion. *Geo-Mar Lett.* Vol. 25, 69-80 pp.-

JOUET, G.; BERNÉ, S.; RABINEAU, M.; BASSETTI, M..A.; DENNIELOU, B.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A.y TAVIANI, M. (2006): Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Marine Geology,* 234. 21–42 pp.

JUDGE, E.K.; OVERTON, M. F. y FISHER, J.S.(2003): Vulnerability indicators for coastal dunes. *Journal of Waterway, Port, Coastal & Ocean engineering*. Vol. 129, Is 6, 270-278 pp.

KASZUBOWSKI L.J. (1996): Geomorphology and Contemporary Evolution of the Western Polish Coast. *Journal of Coastal Research*, vol, 12, Is., 2. 485-495 pp.

KAWAMURA, R (1951): Study of sand movement by wind. Technical Report Hidraulics Engineering Laboratory. Ed.University of California Hydraulics, Berkeley, 57pp

KEIM, B.D.; MULLER, R.A. y STONE, G.W. (2004): Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology*. Vol. 210, 7-15 pp.

KEKI, Z.; WHITMAN, D.; LEATHERMAN, S. y ROBERTSON, W. (2005): Quantification of beach changes caused by hurricane Floyd along Florida's Atlantic Coast using Airbone Laser Surveys. Journal of Coastal Research. Vol. 21, is 1, 123-134 pp.

KERSHAW, L. y GUO, S. (2001): Marine notches in coastal cliffs: indicators of relative sea-level change, Perachora Peninsula, central Greece. *Marine Geology*, 179. 213-228 pp.

KERRY , E. (2005): Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature* 436, 686-688 pp.

KIDSON, C; COLLIN, R.L. y CHISHOLM, N.W.T. (1989): Surveying a Major Dune System: Braunton Burrows, North-West Devon. *The Geographical Journal*, Vol. 155, Is., 1. 94-105 pp. http://links.jstor.org/sici?sici=0016-7398(198903)155%3A1%3C94%3ASAMDSB%3E2.0.CO%3B2-8

KLINGBEIL, A.D. y SOMMERFIELD, C.K. (2005):Latest Holocene evolution and human disturbance of a channel segment in the Hudson River Estuary. *Marine Geology*. VOL. 218, 135-153 pp.

KOBAYASHI, N.; NAIM, R.B.; SOLOMAN, S.M. y VIDRINE, J.C. (1999): Erosion of frozen cliffs due to storm surge on Beaufort Sea coast. *Journal of Coastal Research*. Vol. 15, Is 2, 332-333 pp.

KOCUREK, G. y LANCASTER, N. (1999): Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46: 505-515.

KOKOT, R. R. (1997): Littoral drift evolution and management in Punta Medanos, Argentina. *Journal of Coastal Research*. Vol. 13, is 1, 192-202 pp.

KOMAR, P.D. (2000): Shore leave. *Sciences*. Vol. 40, Is 1, 20-25 pp.

LAHOUSSE, P. y PIERRE, G. (2003): The retreat of Chalk Cliffs at Cape Blanc-Nez (France): autopsy of an erosional crisis. *Journal of Coastal Research.* Vol. 19, Is 2, 431-441 pp.

LAHOZ, V. (2001): Estrategias para la Protección del Litoral en Illes Balears. Libro resumen *I FORO NACIONAL SOBRE GESTIÓN INTEGRAL DE ZONAS COSTERAS*. 42-43 pp.

LANCASTER, N. (1995): *Geomorphology of desert dunes.* Ed. Routledge. 290 pp.

LANCASTER, N.; NICKLING, W.G.; MCKENNA-NEUMANN, C.K. y WYATT, V.E. (1996): sediment flux and airflow on the stoss slope of a barchan dune. *Geomorphology,* 17 55-76 pp.

LANG, J.C (2003): Status of Coral Reefs in the Western Atlantic: Results of Initial Surveys. Atlantic and Gulf Rapid Reef Assessment (AGRRA) Program. *Atoll Research Bulletin* 496: National Museum of Natural History. Smithsonian Institution, Washington DC. 630 pp. http://www,shiftingbaselines,org/news/photocont.html .

LANGBEIN, W.B. (1963): The hydraulic geometry of a shallow estuary. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hidrology*, 8, 84-94 pp

LAPRIDA, C.; GARCÍA CHAPORI, G.; VIOLANTE, R.A. y COMPAGNUCCI, R.H. (2007):Mid-Holocene evolution and paleoenvironments of the shoreface–offshore transition, north-eastern Argentina: New evidence based on benthic microfauna. *Marine Geology,* 240. 43–56 pp.

LARIO, J. (1996): *último y presente interglaciar en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo –Sur de España- Variación del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 269 pp.

LARSEN, C.E, y CLARK, I. (2006): A search for scale in sea-level studies. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 4. 788-800 pp.

LASTRAS, G.; CANALS, M.; AMBLAS, A.; IVANOV, M.; DENNIELOU, B.; DROZ, L. y AKHMETZHANOV, L. (2006): Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes, TTR-14 Leg 3 Shipboard Scientific Party. *Geo-Mar Let.* Vol. 26, 225-233 pp.

LAUTRIDOU, J.P..BAIZE, S., CLET, M., COUTARD, J.P. y OZOUF, J.C. (1999): Les séquences plio-pleistocènes litorales et estuariennes de Normandie. *Quaternaire*, 10. 161-169 pp.

LAVÍN, A. y GARCÍA ,M.J. (1990): *Mean Sea Level Along the North Atlantic Spanish Coast*, 1980-1989.Informe interno I.E.O. Inédito.

LEAL, A. (1991a). *Los pasiegos: colonización del entorno y conquista de una dignidad.* Asociación Científico Cultural de Estudios Pasiegos, D.L., Cantabria.

LEAL, A. (1991b): De aldea a villa. Historia chica de las tres villas pasiegas. Asociación Científico Cultural de Estudios Pasiegos, D.L., Cantabria.

LECHUGA A. (2000): La Subida del Nivel del Mar y la Erosión en la Costa. *Ingeniería civil, 119*. Pag. 55-58 pp.

LEE, H.J. y RYU, S.O. (2007):Role of the giant Saemangeum dyke in sedimentation at the mouth of an estuarine complex. *Marine Geology*. VOL. 239, 173-188 pp.

LEES, B. (2OO6): Timing and formation of coastal dunes in northem and eastern Australia. *Journal of Coastal Research*. Vol. 22, Is 1. 78-89 pp.

LEGUINA Y VIDAL, E. (1875): *Recuerdos de Cantabria. Curiosidades históricas*. Ed. Bibliomanías. 10-18 pp.

LESSA, G. y MASSELINK. G. (2006): Evidence of a mid-Holocene sea level highstand from the sedimentary record of a macrotidal barrier and paleoestuary system in northwestern Australia. *Journal of Coastal Research. Vol.* 22, Is 1, 100-112 pp.-

LEVINTON, J.S. (1982): *Marine Ecology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. 526 pp

LEVITUS, S.; ANTONOV, J.I.; BOYER, T.P. y STEPHENS, C. (2000): Warming of the World ocean. *Science*, 287. 2225-2229

LI, H., E.; MAGNUS, L. y HANS, H. (2007): Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Marine Geology. In press*.

LIDZ, B.H.; REICH, CD.; PETERSON, R.L. y SHINN, E.A. (2006): New Maps, New Information: Coral Reefs of the Florida Keys. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 2. 260-282 pp

LIST, J.H.; FARRIS, A.S. y SULLIVAN, C. (2006): Reversing storm hotspots on sandy beaches: Spatial and temporal characteristics. *Marine Geology*. Vol. 226, 261-279 pp.

LIST, J.H.; SALLENGER, A.H.; HANSEN, M.E. y JAFFE, B.E. (1997): Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine geology,* 140. 347-365 pp

LIUA, Z.; COLIN, C.; TRENTESAUX, A.; BLAMART, D.; BASSINOT, F.; SIANI, G. y SICRE, M-A. (2004): Erosional history of the eastern Tibetan Plateau since 190 kyr ago: clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea. *Marine Geology*. Vol. 209, 1-18 pp.

LIZÁRRAGA, R.; APPENDINI, C. y FISCHER, D.W. (2001): Planning for beach erosion: A case study, Playas de Rosarito, B.C. Mexico. *Journal of Coastal Research.* Vol. 17, Is 3, 636-645 pp.

LIZÁRRAGA, R.; APPENDINI, C. y FISCHER, D. W. (2006): planificacion para el manejo de la erosion de playa en Playas de Rosarito, B.C., un prototipo para Mexico. *INE-Ins.Nac.Ecol.* http://www.ine.gob.mx/ueajei/publicaciones/gacetas/155/planifica.html

LLEWELLYN P.J. y SHACKLEY, S.E. (1996): The effect of mechanical beach-cleaning on invertebrate populations. *British Wildlife*. 7, Is 3. 147-155 pp.

LLOPIS LLADO, N. (1956): Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias). Oviedo. *Speleon*, 6, Oviedo. 333-347 pp.

LÓPEZ, J.; BLANCO CHAO, R. y PÉREZ ALBERTI, A. (2005): Geomorfología de la Costa del Ferrol. Caracterización de las tipologías de acantilados. 241-254 pp.

LÓPEZ-CUERVO, S. (1980). Fotogrametría. Egraf. Madrid. 367 pp.

LORENZO, F.; ALONSO, A. y PAGÉS, J. L.(2003): Evolución y erosión comparada de tres sistemas de playa/flecha en las rías de Ortigueira, O Barqueiro y Viveiro (Galicia, España). *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 17, pp. 75-89.

LORIN, J. y VIGUIER, J. (1987): Regime hidrosedimentaire et evolution actuelle du littoral Aquitain. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*. Bordeaux, 41. 95-108 pp.

LOZANO, I.; DEVOY, R.J.N.; MAY, W. y ANDERSEN, U. (2004): Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario *Marine Geology*. Vol. 210, 205-225 pp.

MACAIRE, J.J. (1984): Les vallés et formations alluviales plio-quaternaires dans le Sus et el Sud-Ouest du bassin de Paris: gènese et signification dyynamique. *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quatern*., 17. 18 19 pp,

MADELAIN (1967): Étude Hidrologique au Large de la Peninsule Iberique. *Cahiers Oceanographie*. V, 19, Is., 2. 125-136 pp.

MADOZ, P. (1847): *Diccionario Geográfico-Estadístico Histórico de España*. Tomo XIII. Madrid. 279 pp.

MADSEN, A.T., MURRAY, A.S., ANDERSEN, T.J., y PEJRUP, M., (2007): Temporal changes of accretion rates on an estuarine salt marsh during the late Holocene –reflection of local sea level changes? The Wadden Sea, Denmark, *Marine Geology*. En prensa. 43 pp.

MALDONADO, A. (1977): Introducción geológica al delta del Ebro. Treballs Institut de Catalunya Historia Natural. Vol. 8, 7-45 pp.

MÁLVAREZ, G.; OJEDA, J. y NAVAS, F. (2005): caracterización morfodinámica a medio plazo: la costa oriental de Málaga. *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.99-118 pp.

MALLINSON, D.; RIGGS, S.; THIELER, E.R; CULVER, S.; FARRELL, K.;FOSTER, D.S.; CORBET, D.R.; HORTON, B.; y WEHMILLER, J.F. (2005): Late Neogene and quaternary evolution of the northern Albemarle Embayment (mid-Atlantic continental margin, USA). *Marine Geology*. Vol. 217. Is ½ 97-117 pp.

MANSON G.K.; SOLOMON S.M.; FORBES D.L.; ATKINSON D.E. y CRAYMER, M. (2005): Spatial variability of factors influencing coastal change in the Western Canadian Arctic. *Geo-Mar Lett*. Vol. 25, 138-145 pp.

MAPYA, (1985): *Mapa de Cultivos y Aprovechamientos*. Escala 1:50.000. Hojas de Torrelavega (34) y Corrales (84).

MARIN, L.; FORMAN, S.L. ; VALDEZ, A. y BUNCH, F. (2005): Twentieth century dune migration at the Great Sand Dunes National Park and Preserve, Colorado, relation to drought variability. *Geomorphology*, Vol. 70, Is 1, 163-183 pp.

MARKELS, A. (2004): The Great Grain Drain. *U.S. News & World Report*. Vol. 137, Is 5, 76-76 pp.

MARTINO, E. (1982*): Roma contra Cántabros y Satures*. Sal Térrea. 181 pp

MARY, G.; MEDUS, J. Y DELIBRIAS, G. (1975): Le quaternaire de la côte asturienne (Espagne). *Bull Assoc. Franc. Ét Quat.*, 1. 13-23 pp.

MARY, G. (1975): Oscillation d' age atlantique du niveau marin sur le plage de la Jerra (San Vicente de La Barquera, Santander). *Brevioria Geologica Astúrica*, Año XIX, nº 4. Oviedo. 49-51 pp.

MARY, G. (1979): *Evolution de la bordeure cotiere asturienne*. Tesis Doctoral. Tomo I. 1.288 págs.

MARY, G (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología,* Univ. Oviedo, 13, pp. 3-35

MARY, G.,(1985): Niveaux marins du littoral asturien et galicien entre San Vicente de la Barquera y Foz. *I Renión del Cuaternario Ibérico* . Lisboa. Pp-219-228

MAU, S.; SAHLING, H.; REHDER, G.; SUESS, E.; LINKE, P.y SOEDING, E. (2006): Estimates of methane output from mud extrusions at the erosive convergent margin off Costa Rica. *Marine Geology*. Vol. 225, 129-144 pp.

MAZA SOLANO, T. (1931). *Las inundaciones del Valle de Toranzo. Un rarísimo pliego suelto del año 1582 que en 1931 recobra actualidad.* Imprenta de la "Librería Moderna", Santander. 15pp.

McLEAN, R. y SHEN, J.-S. (2006): From foreshore to foredune: foredune development over the last 30 years at Moruya Beach, New South Wales, Australia. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 1. 28-36 pp.

McINTYRE, S. y McKITRICK, R. (2004): Global-scale temperature patterns and climate forcings over the past six centuries: A comment. En 2 documentos. 12 pp y 15 pp respectivamente.

http://www.uoguelph.ca/~rmckitri/research/fallupdate04/submission.1.final.pdf y
http://www.uoguelph.ca/~rmckitri/research/fallupdate04/MM.resub.pdf

McNINCH, J.E. (2004): Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots. Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology*. Vol. 211, Is ½ 121-141 pp.

MEEHL, G.A., WASHINGTON, W.M., COLLINS, W.D., ARBLASTER, J.M., HU, A., BUJA, L.E., STRAND, W.G. y TENG, H. (2005): How much more global warming and sea level rise. *Science* 307, 1769–1772 pp.

MEIER, M.F. (1990): Reduced Rise in Sea Level. *Nature, 343*. 115-116 pp.

MEIER, M. F. y DYURGEROV, M. B. (2002): How Alaska Affects the world. *Science*. Vol. 297, Is 5580, 350-352 pp.

MÉRIDA MALDONADO, V.A. (1991). *Contaminación difusa en la cuenca del río Pas: estudio del aporte de nitrógeno y fósforo al cauce.* Tesina inédita, Universidad de Cantabria. Santander.
MMA, (2001): *Medio Amiente en Europa: 2ª evaluación, Informe Dobris*. Ed. Ag. Eur. de Med. Amb. 37-242 pp.

MEUR-FÉREC, C., y MOREL, V.,(2004) : L' érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques. Rev. Natures Sciences Societés, 12. Págs. 263-273.

MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. Earth Science Review, 13.1-62 pp.

MIALL, A. D. (1978): Lithofacies and vertical profile models in braided rivers: a summary. En: Miall, A.D. (ed) *Fluvial Sedimentology*. Calgary. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 5. 597-604 pp.

MIALL, A.D. (1984): Principies of sedimentary basin análisis. New York, Springer-ver LAG, 490 pp.

MIETTINEN, A.; JANSSON, H.; ALENIUS, T. y HAGGRÉN, G. (2007): Late Holocene sea-level changes along the southern coast of Finland, Baltic Sea. *Journal of coastal research. En prensa*.

MILLAR, D.S.; WILCOCK, P.R. y SHEA, R.H. (1998): Frecuency of effective wave activity and the recession of coastal blufss: Calvent Cliffs, Maryland. . *Journal Of coastal Research. Vol., 14, Is., 1 pág. 256*

MILLER, L. y DOUGLAS, B.C. (2004): Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. *Nature* 428, 406–409 pp.

MILTON, M; TURNER, I. M., HESP., P.A.; HUNG., C.C. y MING, C.L. (1998): A first tentative Holocene sea-level rise curve for Singapore. . *Journal Of coastal Research. Vol., 14 IS, 1. pág., 308*

MINER OTAMENDI, J.M. (1978). *Los pueblos malditos: agotes, pasiegos, vaqueiros de alzada, maragatos, chuecas.* Espasa-Calpe, Colección Selecciones Austral, Ensayo nº 33, Madrid.

MMA (1998): *Restauración Hidrológico forestal de Cuencas y Control de la Erosión*. E. Mundi-Prensa; Tragsa-Tragsa-Tec.126-128 pp.

MONFORT, J. (1996) : *L'île d'Oléron : étude géomorphologique*. Inédito. Mém. Maîtrise : Géographie. Université de Poitiers. Págs. 267

MONTESINOS GONZÁLEZ, A. y ROSCALES SÁNCHEZ, M. (2001). *Los pasiegos, religiosidad y violencia.* Límite, Colección La Ortiga, Ensayo nº 23-24, Santander. 104 pp.

MOÑINO, M (1986): Establecimiento y cartografía de los niveles de rasa litoral existentes en Cantabria. Universidad de Cantabria. Inédito.

MOÑINO, M, DÍAZ DE TERÁN, J.R., y CENDRERO, A. (1987): Variaciones del nivel del mar en la costa de Cantabria durante el Cuaternario. *VII Reunión sobre el Cuaternario*. Actas. Santander pp.-233-236

MOPT (1982): *Guia para la elaboración de Estudios del Medio Físico*. Ed. CEOTMA. 809 pp.

MOORE, L.J. y GRIGG, G.B.(2002): Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*. Vol. 181, 265-283 pp.

MORENO, J.M. (2005):*Principales conclusiones de la evaluacion preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático.* OECC-UCLM. 42 pp.

MORHANGE, C.; GOIRANA, J-P.; BOURCIER, M.; CARBONEL P.; LE CAMPION, J.; ROUCHY, J-M. y YON, M. (2000): Recent Holocene paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean Sea*. Marine Geology*. Vol. 170, 205-230 pp.

MORHANGE, C.; PIRAZZOLI, P.A.; MARRINER, N; MONTAGGIONI, L.F. y NAMMOUR, T. (2006): Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology,* 230. 99–114 pp.

MORTON, R. A.; MILLAR, T. y MOORE, L. (2005): Historical shoreline changes along the U.S. Gulf of Mexico: a summary of recent shoreline comparisons and analyses. *Journal of Coastal Research*. Vol. 21, is 4, 704-709 pp.

MOUNIER, J. (1979): *Les Climats Oceániques des Regions atlántiques de l'Espagne et du Portugal*. París. Univ. De Lille III. 3 Vols. 1221 pp

MOURA, D.; VEIGA-PIRES, C.; ALBARDEIRO, L.; BOSKI, T.; RODRIGUES, A.L. y TARECO, H. (2007): Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology,* 237. 127–142 pp.

MUHS, D. R. (2001): Dating marine terraces with Relative-Age and Correlated-Age Methods. En: Stratton Noller, J. (Eds): *Quaternary Geochronology. Methods and Applications*, 434-446 pp.

MUHS, D.R. y HOLLIDAY, V.T. (1995): Active dune sand on the Great Plains in the 19th Century: evidence from accounts of early explorers. *Quaternary Research,* 43: 118-124 pp.

MUÑOZ, J.J. y ENRÍQUEZ, J. (1998): Dinámica litoral de una unidad fisiográfica completa: Sanlúcar de Barrameda-Rota.*Revista de Obras Públicas,* 3375, 35-44 pp.

MUÑOZ FERNÁNDEZ, E. (1992): Las cavidades con yacimiento arqueológico en Cantabria. Actas del *V Congreso Español de Espeleología*. 1-4 de Noviembre. Camargo, Santander. 247-255 pp.

MUÑOZ FERNÁNDEZ, E., (2003): *Informe arqueológico sobre la Cueva de "Las Calabazas"* (Mortera, Piélagos). Inédito.3-4 pp.

MUÑOZ FERNÁNDEZ, E.; RIVAS GÓMEZ, L.M. y SAN MIGUEL LLAMOSAS, C. (1982*): Carta arqueológica del Valle de Piélagos.* Altamira XLIII. Santander. 245-307 pp.

NAKADA, M. y INOUE, H. (2005): Rates and causes of recent global sea-level rise inferred from long tide gauge records. *Quaternary Science Reviews* 24, 1217–1222 pp..

NAKADA, M. y LAMBECK, K (1988): The Melting History of the Late Pleistocene Antarctic Ice Sheet. *Nature, Nº 333*,. 36-40 pp.

NELW-New England Lighthouse Wallpaper Guide (2007): Cape Cod Lighthouse
http://home.comcast.net/~debee2/mass/Highland.html

NINYEROLA, M; PONS, X. y ROURE, J.M. (2005) *Atlas climático digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica*. Universitat de Barcelona. 44 pp.
http://opengis.uab.es/wms/iberia/index.htm

NOAA (2007): *Monitoring Shoreline Changes.*
http://www.csc.noaa.gov/products/sccoasts/html/renmyrt.htm

NOAA (2007):*Ice-Glaciers. Web del NOAA. http://www.arctic.noaa.gov/detect/ice-glacier.shtml*

NOAA, 2007 B: *Mean Sea Level Trends for Global Network Stations*
http://tidesandcurrents.noaa.gov/sltrends/sltrends_global.shtml

NONN, H. (1966): *Les regions cotières de la Galice (Espagne). Étude Geomorphologique*. Publications Fac. Lettres de l´Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. 591 pp.

NORCROSS, Z.M. ; FLETCHER, C.H. y MERRIFIELD, M. (2002): Annual and interannual changes on a reef-fringed pocket beach: Kailua Bay. Hawaii. *Marine Geology*. Vol. 190, Is 3/4 , 553-581 pp.

NORDSTROM, K.F.;PSUTY, N. y CARTER, B. (1990): *Coastal dunes: form and process.* Chichester, John Wiley and Sons. 289-307

NORDSTROM, K.F. (1994): Beaches and dunes of human altered coasts. *Progress in Physical Geography*, 18, Is 4. 497-516 pp.

NORDSTROM, K.F.; JACKSON. N.L.: K1.EIN, A.H.F.; SHERMAN. D.J., y HESP, P,A. (2006): Offshore Aeolian transport across a low foredune on a developed barrier island. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 5. 1260-1267 pp.

NØRGAARD-PEDERSEN, N.; AUSTIN, W.E.N.; HOWE, J.A. y SHIMMIELD, T. (2006): The Holocene record of Loch Etive, western Scotland: Influence of catchment and relative sea level changes. *Marine Geology*, 228. 55–71 pp.

OBREGÓN GOYARROLA, F. (2002): 12 rutas y paseos por el Valle de Piélagos. Ed. Obregón Goyarrola. 107 pp.

OECC- Oficina Española para el Cambio Climático (2007): P*lan Nacional de Adaptación al Cambio Climático.* MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE-MMA. 59 pp
http://www.mma.es/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/pna_v3.pdf

OGORODOV, S.A. (2005): Human impacts on coastal stability in the Pechora Sea. *Geo-Mar Lett*. Vol. 25, 190-195 pp.

OGORODOV, S.A.; KAMALOV, A.M.; ZUBAKIN, G.K. y GUDOSHNIKOV, Y.P.(2005): The role of sea ice in coastal and bottom dynamics in the Pechora Sea. *Geo-Mar Lett*. Vol. 25, 146-152 pp.

OJEDA, J. (1989): La dinámica litoral reciente de la costa occidental de Andalucía. En F. Díaz del Olmo y J. Rodríguez Vidal: *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. AEQUA, monogr, 1.123-132 pp.

OJEDA, J. (2001): Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuestas. Boletín AGE. Vol., 30, 103-108 pp.

OJEDA, J. y VALLEJO, I. (1995): La Flecha de El Rompido: modelos de evolución durante el período 1943-1991. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 8. 229-237 pp.

OJEDA, J.; VALLEJO, I. y MALVAREZ, G.C. (2005b): Morphometric evolution of the active dunes system of the Doñana National Park, southern Spain (1977-1999). *Journal of Coastal Research, SI, 49*.40-45 pp.

OJEDA ZÚJAR, J.; BORGNIET, L.; PÉREZ A.M y LODER, J. (2003):Monitoring Coastal Morphological Changes Using Topographical Methods, Softcopy Photogrammetry and GIS, Huelva (Andalucia, Spain).EN: *Earth and Environmental Science. Coastal and Marine Geo-Information Systems*. Vol. 4. 511-524 pp.

OLCINA CANTOS, J. (2005):La prensa como fuente para el estudio de los tiempos y climas. *Rev. Historia Moderna*, 23, 185-232 pp

OMS-Organización Mundial de la Salud (2007): *Cambio climático y salud humana - Riesgos y respuestas*. Resumen. 40 pp.

OPHIC-OFICINA D EPARTICIPACIÓN HIDROLÓGICA DE CANTABRIA (2007): *Acta de la reunión sectorial de las Administraciones Públicas implicadas en la gestión del agua en la Cuenca Pas-Pisueña*. 8 pp.

ORTEGA MOVILLO, C. (1990). *La calidad de las aguas en la red fluvial de Cantabria.* Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. 505 pp,

ORTEGA VALCARCEL, J. (1974): La transformación de un espacio rural, las montañas de Burgos. Valladolid. 531 pp.

ORTEGA VALCARCEL, J.(1975): Organización del espacio y evolución técnica en los Montes de Pas. Estudios Geográficos. Madrid.663-889 pp.

ORTIZ DE LA TORRE Y FERNÁNDEZ DE BUSTAMANTE, R. (1897). *Recuerdos de Cantabria. Libro de Béjoris.* Imprenta y Librería de Elías Heredia, Palencia. 50 pp.

ORVIKU, K.; JAAQUS, J.; KONT, A.; RATAS, U. y RIVIS, R. (2003): Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *Journal of Coastal Research.* Vol. 19, Is 2, 364-376 pp

OSTROUMOV, V.; RACHOLD, V.; VASILIEV, A. y SOROKOVIKOV, V. (2005): An application of a Markov-chain model of shore erosion for describing the dynamics of sediment flux. *Geo-Mar Lett*. Vol. 25, 196-203 pp.

OTVOS, E.G. (1999a): Rain-induced beach processes; landforms of ground water sapping and surface runoff. . *Journal Of coastal Research*, Vol. 15, Is 6. 1040-1054 pp.

OTVOS, E. G. (1999b): Quaternary coastal history, basin geometry and assumed evidence for hurricane activity, northeastern Gulf of Mexico coastal plain. *Journal of coastal research*. Vol. 15, is 2, 438 pp.

OTVOS, E.G. (2006): Discussion of: Froede, C.R. JCR, 2006. A hurricane Frederic-generated storm-surge deposit exposed along a surf zone foredune scarp on Dauphin Island, Alabama, U.S.A. *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, Is 6. 371-376 pp.

OVEREEM, I; SYVITSKI J.P.M.; HUTTON, E.W.H. y KETTNER, A. J., (2005).Stratigraphic variability due to uncertainty in model boundary conditions: A case-study of the New Jersey Shelf over the last 40,000 years. *Marine Geology,* 224.23– 41 pp.

PAGÉS, J.L.; LORENZO, F. y ALONSO, A. (2002): Procesos erosivos en el Cabo de la Estaca de Bares y la Ria de O Barqueiro (A Coruña, Lugo). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 373-384 pp.

PAJAK, M.J. y LEATHERMAN, S. (2002): The high water line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research.* Vol. 18, Is 2, 329-338 pp.

PALACIO ATARD, V. (1960). *El Comercio de Castilla y el Puerto de Santander en el siglo XVIII. Notas para su estudio*. CSIC, Madrid.

PAPADOPOULOS, A. y TSIMPLIS, M.N. (2006): Coherent coastal sea-level variability at interdecadal and interannual scales from tide gauges. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 3. 625-639 pp.

PARDO PASCUAL J.E. (1989): Oscil-lacions del nivell marí del Mediterrani Occidental a partir de les dades dels mareògraphs. *Cuadernos de Geografía*, 46. Universidad de Valencia. 107-126 pp.

PARDO-PASCUAL, J.E.; GARCÍA-ASENJO, I.; PALOMAR-VÁZQUEZ, J. y GARRIGUES-TALENS, P. (2005): New Methods and Tools to analyze beah-dune system evolution using a real-time Kinematic Global Positioning System and Geographic Information systems. *Journal of Coastal Research, SI, 49.*34-39 pp.

PASKOFF, R. (1993): Côtes en Danger. Ed. MASSON. 249 pp.

PASKOFF, R. (1994): Les Littoraux. Impacts des Aménagements sur leur Évolution. Ed MASSON-Géographie. 254 pp.

PASKOFF, R (1998): *Les littoraux , impacts des aménagements sur leur évolution*. Amand Colin, 1-160 pp.

PASKOFF, R. (2004): Potencial implications of sea-level rise for France. *Journal of coastal Research*. *Vol. 20, Is. 2.* 424-434 pp.

PATEMAN, M. y VANKAT, D. (2007): *The Effect of Climate Change on Tornado Frequency and Magnitude*.http://jrscience.wcp.muohio.edu/studentresearch/climatechange02/tornado/website/tornado.html

PEDRAZA GIL-SANZ, J. (1996): *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Ed. Rueda. Madrid. 414 pp.

PEDREROS, R.(2001): *Quantification et Modelisation du Transport Eolien au Niveau des Zones Cotieres-Application au Litoral Girondin*. Tésis Univ.Bordeaux. 189 pp.

PELAEZ, O (2002): El desafío azul. *Rev. Granma*. Cuba. http://www.iiajd.granma.inf.cu/Publicaciones.htm

PELLERIN, J. (1984): "Relation entre deux phases majeures du Weichselien de l´Orne et les sequences de versant". *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quatern*., 17, 18 19.41-44 pp.

PELTIER W.R. (1988): Global Sea Level and Earth rotation. *Science, Nº 240*. 895-900 pp.

PENDON, J.G.; MORALES, J.A.; BORREGO, J.; JIMENEZ, I. y LOPEZ, M. (1998): Evolution of estuarine facies in a tidal channel environment, SW Spain: evidence for a change from tide- to wave-domination. *Marine Geology.* Vol. 147, 43-62 pp.

PENNY, R.J. (1970): El habla pasiega. Ensayo de dialectología montañesa. London. 47 pp.

PERÉS, J.M.; BELLANG, G.; RAMADE, F.; ANCELLIN, J.; LE LOURD, P.; MICHEL, P.; GAUTHIER, M.; SOUDAN, F. y BELLAN-SANTINI, D. (1980*): La polución de las aguas marinas*. Ed. Omega S.A., Barcelona. 250 pp.

PÉREZ DE URBEL, J. (1933). *Cancionero pasiego.* Viuda de Villa, Santander.222 pp.

PÉREZ, M.; CARTER, A.; CLEMENTE, F.; GONZÁLEZ, D. y NOBELA, M. (2005): Multi-aproach, long and short term denudation rate calculations for the Galician Coast (Ría de Vigo, Spain): AFTD, DEM analysis, river loads and sediments budgets. *Journal of Coastal Research, SI, 49.* 9-14 pp.

PEREZ GARCÍA, Mª. (1987): Distribución y dinámica del Fitoplancton del Estuario del Río Pas. Tésis Inédita. Univ.Granada.

PEREZ ALBERTI, A.; BLANCA, R.; COSTA, M.; MÁRQUEZ, M. y VALCARCEL, M. (2000): Dinámica y evolución de las costas rocosas. El ejemplo de Galicia. En Andrés, J.R. y Gracia, F.J (eds.). *Geomorfología Litoral. Procesos activos. Minist. Ciencia y tecnología,* Univ. Cádiz y SEG. 175-182 pp.

PEREZ ALBERTI, A., COSTA CASAIS y M., MARTÍNEZ CORTIZAS, A. (1999) : Nuevas aportaciones al conocimiento del Cuaternario en la costa atlántica de Galicia. En: *Geoarqueologia i Quaternari litoral*. Universitat de Valencia. 381-390 pp.

PÉREZ, A y LÓPEZ, J. (2005): Caracterización de las playas de Cantos y bloques (coidos) en el noroeste de la Península Ibérica. Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela. 371-401 pp.

PERNETA, J. ; ELDER, D.L. (1992): Climate, Sea Level Rise and the Coastal Zone: Management and Planing for Global Changes. Ocean & Coastal Management. Nº18. 113-160 pp.

PETHICK, J. (1984): *An Introduction to Coastal Geomorphology*. London: E. Arnold. 260pp.

PETIT, J.R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV, N.I.; BARNOLA, J.M.; BASSILE, I.; BENDER, M.; CHAPELLAZ, J.; PÉPIN, L.; RITZ, C.; SALTZMAN, E. y STIEVENARD, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature, Vol.* 399 (6735). 429-436 pp.

PILKEY, O.H.; NEAL, W.J.; MONTEIRO, J.H. y DIAS, J.M.A. (1989): Algarve Barrier Islands: A non coastal plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 5 , Is, 2. 239-261 pp.

PILKEY, O.H. y DIXON, K. (1998): Win some, lose some. *CQ Researcher*. Vol. 8, Is 31, 726-731 pp.

PILKEY, O.H.; COOPER, J.A, y ANDREW, G. (2004); Society and sea level rise. *Science*, 303, Issue, 5665. 1781-1782 pp.

PILKEY, O.H y COOPER, J.A. (2004): Predicting Beach Erosion. *Futurist*. Vol. 38, Is 5, 12-13 pp.

PILKEY, O.H. y COOPER, J.A.(2004): Society and sea-level rise. *Science*. Vol. 303, Is 5665, 1781-1782 pp.

PING, W. y KRAUS, N. C. (2005): Beach profile equilibrium and patterns of wave decay and energy dissipation across the surf zone elucidated in a large-scale laboratory experiment. Journal of Coastal Research. Vol. 21, is 3, 522-534 pp.

PIRAZZOLI, P.A. (1987): Recent sea level changes and related engineering problems in the Lagoon of Venice. Progr. Oceanogr. 18. 323-346 pp.

PIRAZZOLI, P.A. (2000): surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanol. Acta* 23. Págs 643-661

PIRAZZOLI, P.A. (2001): Did the italian government approve an onsolete project to save Venice? Eos Teans. *Am. Geophysical Union*, 83. 217-223 pp

PLAZIATA, J-C. y AUGUSTINUS, P.G.E.F. (2004): Evolution of progradation/erosion along the French Guiana mangrove coast: a comparison of mapped shorelines since the 18th century with Holocene data. *Marine Geology*. Vol. 208, 127-143 pp.

PNUMA-Plan de Naciones Unidas para el Medio Ambiente (2003): *Diagnóstico de los Procesos de Erosión en las Playas Arenosas del Caribe*. PNUMA., 93 pp. Informe de Juanes,J y Cambers, G. 11-23 pp.http://66.102.9.104/search?q=cache:4xb0tijvy_8J:www.gpa.unep.org/document.html%3Fid%3D295+

Diagn%C3%B3stico+de+los+Procesos+de+Erosi%C3%B3n+en+las+Playas+Arenosas+del+Caribe&hl=es&ct=clnk&cd=6&gl=es

POPESCU, I.;DE BATIST, M.; LERICOLAIS, G.; NOUZÉ, H.; POORT, J.; PANIN, N.;VERSTEEG, W.y GILLET, G. (2006): Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: Potential proxies of past climate conditions. *Marine Geology*, 227.163–181 pp.

POUSA, J.L.; LANFREDI, N.W. y D'ONOFRIO, E.E. (1998): Sea-level rise and related potencial hazards on the Argentine Coast. *Journal of coastal Research. Vol., 14, Is., 1.* 1-47 pp.

PRITCHARD, D.W.(1973): Estuarine Circulation Patterns. *THE ESTUARINE ENVIRONMENT ESTUARIES AND ESTUARINE SEDIMENTATION*".Ed. American Geological Institute. Washington, 17 p.

PROVANSAL, M. y SUANEZ, S. (1998): Large scale evolution of the littoral of the Rhone Delta southeast France. *Journal of Coastal research.* Vol. 14, is 2. 493-503 pp.

PUERTOS DEL ESTADO (2007): *Base de Datos de los niveles del mar.* http://www.puertos.es/es/oceanografia_y_meteorologia/banco_de_datos/nivel_del_mar.html

PYE, K. (1990): Physical and Human Influences on Coastal Dune Developement Between the Ribble and Mersey Estuaries , Northwest England. *COASTAL DUNES*., form and process. Ed. Wiley. 229-259 pp.

PYE, K. and BLOTT, S.J.(2006): Coastal processes and morphological change in the Dunwich-Sizewell area, Suffolk,UK. *Journal of Coastal Research.* Vol. 22, 453-473 pp.

RACHOLD, V.; ARE, F.E.; ATKINSON, D.E.; CHERKASHOV, G. y SOLOMON, S.M. (2005): Arctic Coastal Dynamics (ACD): an introduction. Geo-Mar Lett. VOL. 25, 63-68 pp.

RADTKE, U. y SCHELLMANN, G. (2006): Uplift History along the Clermont Nose Traverse on the West Coast of Barhados during the Last 500,000 Years—Implications for Paleo-Sea Level Reconstructions. *Journal of Coastal Research.VOL. 22, Is 2,* 350-356 pp.

RAMCHARAN, E.K. y McANDREWS, J.H., (2006): Holocene development of coastal wetland at Maracas Bay, Trinidad, West Indies. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 3. 581-586 pp.

RASILLA, D. (1996): Las Precipitaciones en una Montaña Oceánica: La Cordillera Cantábrica. *CLIMA Y AGUA, La gestión de un recurso climático.* Ed. Mª V. Marzol, P. Dorta, y P. Valladares. 50-63 pp.

RASILLA, D. ; GARCÍA CORDÓN, J.C. y GARMENDIA, C.(2002): Los Temporales de Viento: Propuesta Metodológica para el Análisis de un Fenómeno Infravalorado. *VII REUNIÓN NACIONAL DE CLIMATOLOGÍA*. 7 pp.

RAT, P. (1959): L'extension vers L'Ouest du Crétacé Superior á Faciés Basque. Colloque sur le Crétacé Sup. En France. 84 congr. Soc. Sav. París, Dijon, 523-533 pp.

RAUKAS, A. (2000): Rapid changes of the Estonian coast during the late glacial and Holocene. *Marine Geology*. VOL. 170, 169-175 pp.

REGNAULD, H., MAUZ, Z. y MORZADEC-KERFOURN, M.T. (2003): "The last interglacial shoreline in northern Brittany, western France". *Marine Geol*., 194. 65-77 pp.

REGNAULD, H; PIRAZZOLI, P.A. ; MORVAN, G ; RUZ, M. (2004): impacts of storms and evolution of the coastline in western France. Marine Geology, 210. Págs. 325-337

REVILLA, J.A.. (1986): Estudio Integral de los Caudales de Avenida en las Principales Cuencas Fluviales de Cantabria. Memoria. Caja de Ahorros de Santander y Cantabria- Universidad de Cantabria.92 pp.

RIDENTE, D.; FOGLINI, F.; MINISINI, D.; TRINCARDI, F. y VERDICCHIO, G. (2007): Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology. In press*

RISTANIEMI, L.; ERONEN, M.; GLÜCKERT, C. Y RANTALA, P. (1997): Holocene and recent shoreline changes on the rapidly uplifting coast of western Finland. *Journal of coastal Research. Vol., 13, Is., 2.* 397-406 pp.

RITCHIE, W. y MATHER, A.S. (1984): The Beaches of Scotland. Ed. Countryside Commision for Scotland. Perth. 130 pp.

RIVAS, V. (1989). *Análisis de las variaciones de la línea de costa en los estuarios cantábricos durante el Holoceno. Evolución histórica e implicaciones con el desarrollo socioeconómico de la región.* Memoria de Licenciatura, Departamento de Ciencias e Ingeniería de la Tierra, el Terreno y los Materiales-División Ciencias de la Tierra, Universidad de Cantabria. Santander.

RIVAS, V. (1990): Evolución Reciente y Estado Actual del Litoral Cantábrico Oriental. Tésis inédita. Univ. Murcia.

RIVAS, V. (2000): Clima y Nivel del Mar: reconstrucción de la posiciones marinas cuaternarias a través de las evidencias en el Litoral Cantábrico. En La Reconstrucción del Clima de Época Industrial, Ed. Publicaciones de la Universidad de Cantabria. 179-212 pp.

RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1987): Mapa de Series de Vegetación de España. Hoja 3-Bilbao. Ed. ICONA-Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.

RIVAS, V.; REMONDO, J.; GONZÁLEZ, A. y CENDRERO, A. (2002): El papel de las actividades humanas en los procesos superficiales: el ejemplo de la cuenca del Besaya (Cantabria, España). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial. SEG-Universidad de Valladolid.* 131-140 pp.

ROBERTS, H.H. (1997): Dynamics changes of the Holocene Mississippi River Delta plain. The Delta cycle. Journal of Coastal Research. Vol. 13, 605-627 pp.

ROBERTS, D.H.; CHIVERRELL, R.C.; INNES, J.B.; HORTON, B.P.; BROOKS, A.J.; THOMAS, G.S.P.; TURNER, S. y GONZALEZ, S. (2006): Holocene sea levels, Last Glacial Maximum glaciomarine environments and geophysical models in the northern Irish Sea Basin, UK. *Marine Geology*, 231.113–128 pp.

RODÍGUEZ-PUEBLA, C. y BRUNET, M. (2007): Variabilidad y Cambio Climático. En: José M. Cuadrat y Javier Martín vide: La climatología española. Pasado, presente y futuro. Ed. *Prensas Universitarias de Zaragoza*. 283-330 pp.

RODRÍGUEZ ASENSIO J.A. y FLOR, G. (1980): Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio depósito (Gozón, Asturias). *Revista Zephyrus XXX-XXXI*. Univ. Salamanca pp. 205-222 pp.

RODRÍGUEZ ASENSIO, J., NOVAL FONSECA, M. A. y BARRERA LOGARES, J .M. (1999): "Estratigrafía del Pleistoceno medio-superior en la rasa litoral cantábrica (Asturias)". En: Palli, I. Y Roque, C. (eds) "Avances en el Estudio del Cuaternario Español". *Asociación Española. Estudio del Cuaternario* (AEQUA). Girona. 253-258 pp.

ROGERS, S. y NASH, D. (2003): *The dune book.* North Carolina Sea Grant, 28pp.

ROIG, F.X. (2005a): Variabilidad en el perfil playa-duna provocado por el efecto de la limpieza mecanizada. Aplicación de criterios geomorfológicos para su gestión. *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.83-98 pp.

ROIG, F.X. (2005b): variabilidad en el perfil playa-duna provocado por el efecto de la limpieza mecanizada. Aplicación de criterios geomorfológicos para su gestión. *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.183-200 pp.

ROIG, F.X.; COMAS, E.; RODRÍGUEZ-PEREA, A. y MARTÍN-PRIETO, J.A. (2005d): Management of beaches on the Island of Menoría (Balearic Islands): the tension between tourism and conservation. *Journal of Coastal Research, SI, 49*.89-93 pp.

ROIG, F.X.; y MARTÍN J.A. (2005c): El papel protector de las bermas vegetales de Posidonia Oceánica sobre la playa emergida d' Es Perengons (S.E. de Mallorca). Propuestas para minimizar el impacto de su retirada. 201-212 pp.

ROIG, F; JUANEDA, J. y MARTÍN , J.A. (2001): La Gestión de la Limpieza Integral del Litoral de Menorca. Criterios Medio ambientales y Geomorfológicos. Libro resumen I FORO NACIONAL SOBRE GESTIÓN INTEGRAL DE ZONAS COSTERAS. 79-80 pp.

ROIG, F.X.; JUANEDA, J. y QUINTANA, R.O. (2005): el sistema de dunas remontantes de Cala Macarelleta (Menoría), un sistema condicionado por las orientaciones de umbría-solana. *Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.133-138 pp.

ROMAGNOLI, C; MANCINI, F., y BRUNELLI, R.(2006): Historical Shoreline Changes at an Active Island Volcano: Stromboli, Italy. *Journal of Coastal Retieardi, Vol.* 22, Is 4, 739-749 pp.

ROONEY, J.J.B. y FLETCHER III, C. H. (2005): Shoreline changes and Pacific climatic oscillations in Kihei, Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*. Vol. 21, is 3, 535-547 pp.

ROSE, E.P.F y ROSEMBAUN, M.S. (1991): *A field guide to the geology of Gibraltar*. The Gibraltar Museum. 192 pp.

ROY, P.S.; THOM B.G. y WRIGHT, L.D., (1980): Holocene secuences on an embayed high energy coast: an evolutionary model. *Sed. Geol*., 26, 1-19 pp.

RUBINAT, A. y CORVERA (2002): Las praderas de *Posidonia oceanica* en el litoral catalán y la costa menorquina. http://216.239.59.104/search?q=cache:cnPvXmAGopkJ:www.gencat.net/darp/c/pescamar/projfane/doc/mograf01.pdf+zostera+corrientes&hl=es&ct=clnk&cd=2&gl=es.

RUIZ DE SALAZAR, M. (1850): *Descripción Geográfica y Topográfica del Valle de Toranzo y Observaciones Hidrológicas Sobre los Baños y Aguas sulfuradas de Ontaneda y Alceda*. Madrid

RUIZ DE SALAZAR, M. (1863): *Refutación de la memoria intitulada: análisis química de las aguas minerales de Alceda. Gabriel-Alhambra.* Valladolid. 94 pp.

RUSSEL, P(1993): *Mechanisms for Beach Erosion During Storms*. Ed.Continental Shelf Research. 13 /11. 1243-1265 pp.

RUSSELL, R.J. (1967): Origins of estuaries. En G.H. Lauff, ed. Estuaries. *Am. Assoc. Adv. Sci. Mem.* 83, 93-99 pp.

SAINT-LAURENT, D.; TOUILEB, B.N.; SUCET, J.P.; WHALEN, A.; GANON, B. y NZAKIMUENA, T. (2001): Effects of simulated water level management on shore erosion rates. Case study: Baskatong Reservoir, Quebec, Canada. *Canadian Journal of civil Engineering*. Vol. 28, Is 3, 482-495 pp.

SALLENGER, A.S. JR.; KRABILL, W.; BROCK, J.; SWIFT, R.; MANIZADE, S. y STOCKDON, H. (2002): Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave run-up during the 1997/1998 El Niño. *Marine Geology*. Vol. 187, 279-297 pp.

SÁNCHEZ-ARCILLA, A; JIMÉNEZ, J.A. and VALDEMORO, H. (1998): The Ebro Delta: morphodynamics and vulnerability. Journal of Coastal Research. VOL. 14. 754-772 pp.

SÁNCHEZ-ARCILLA, A.; JIMÉNEZ, J.A.; CANICIO, A.; IBÁÑEZ, C.; MUÑOZ, A.; MONTOYA, F.; CASO, J. y GELONCH, G. (2001): Resoloción de Conflictos en una Playa Barrera en una Zona de Alto Valor Natural. La Playa del Trabucador, Delta del Ebro. Libro resumen *I FORO NACIONAL SOBRE GESTIÓN INTEGRAL DE ZONAS COSTERAS*. 46-47 pp.

SÁNCHEZ GÓMEZ, M.A. (1987): Cantabria en los Siglos XVIII y XIX: Demografía y Economía. Ed. Tantín. 293 pp.

SANCHEZ GOÑI, M.F. (1996): Vegetation and sea level changes during the holocene in the estuary of the Bidasoa (Southern part of the Bay Biscay). *Quaternaire,* 7, Is. 4. 207-219 pp.

SANJAUME, E. y PARDO-PASCUAL, J.E. (2005): Erosión by human impact on the Valencian coastline (E of Spain). *Journal of Coastal Research, SI, 49.*76-82 pp.

SANJOSÉ BLASCO, J.J. (2001): Auscultación topográfica del glaciar rocoso de las Argualas: 1991-2000. Congreso de Ingeniería Gráfica. Badajoz.

SANJOSÉ BLASCO, J.J; SERRANO CAÑADAS, E. y IGLESIAS PARADA, J.C. (2002): Determinación del movimiento superficial del glaciar rocoso de las Argualas (Pirineo Aragonés) mediante el empleo de técnicas fotogramétricas de objeto cercano.). En *Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, montaña, dinámica Territorial. Sociedad Española de Geomorfología*.Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid; 263-273 pp.

SATO, S.; KAJIMURA, T.; ABE, M. y ISOBE, M.(2004): Sand movement and long-term beach evolution in a fluvial system composed of the Samegawa river and the Nakoso coast*. Coastal Engineering Journal*. Vol. 46, Is 2, 219-241 pp.

SAUERMANN, G; ANDRADE, J.S; MAIA, L.P.; COSTA, U.M.S.; ARAUJO, A.D. y HERMANN, H.J. (2003): Wind velocity and sand Transport on a barchan dune. *Geomorphology*, 1325 (in press). 1-11 pp.

SCHATZ, V. y HERRMANN, H.J. (2006): Flow separation in the lee side of transverse dunes: A numerical investigation. *Geomorphology*, Vol. 81, Is 1. 207-216 pp.

SCHEFFERS, A. y SCHEFFERS, S. (2006): Documentation of the impact of hurricane Ivan on the Coastline of Bonaire (Netherlands Antilles). *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, nº 6. 1437-1450 pp.

SCHULTZ, L.G. (1964): *Quantitative Interpretation the Mineralogical Composition from X-Ray an Chemical Data for the Pierce Shale.* U.S.Geol.Surv.Prof. Paper, 391 pp.

SCHWIMMER, R.A. (2001): Rates and processes of marsh shoreline erosion in Rehoboth Bay, Delaware, U.S.A. *Journal of Coastal Research.* Vol. 17, Is 3, 672-684 pp.

SENKBEIL, J.C. y SHERIDAN S.C. (2006): A postlandfall hurricane classification system for the United States. *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, nº 5. 1025-1034 pp.

SERRA PERIS, J. (2002): *Playas, recurso escaso en peligro de desaparición. Sobre el Plan Estratégico 2002-2015 del Puerto de Valencia*. http://www.mediterranea.org/cae/jsperis_puerto_valencia.htm

SERRANO, E. y AMUCHASTEGUI, M.J. (2004): Niveles marinos y evolución morfológica en la Península de Sonabia, Cantabria. En Benito y Diez Herrero: *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología, VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, Vol. I.Toledo pp-241-252

SERRE,W. (1998) : *Carte géomorphologique de l'île Oléron.* Inédito. Mém. Maîtrise : Géographie. Université de Poitiers. Págs. 199.

SHAROV. A.I. (2005): Studying changes of ice coasts in the European Arctic. *Geo-Mar Lett*. Vol. 25, 153-166 pp.

SHEHATA, W., BADER, T., IRTEM, O., ALI, A., ABDALLAH, M. y AFTAB, S. (1992) Rate and mode of barchan dune advance in the central part of the Jafurah and sea. *Journal of Arid Environments,* 23. 1-17 pp.

SHEPPARD, C. (2001): The main issues affecting coasts of the Indian and Western Pacific Oceans: Ameta-analysis from seas at the millennium. *Mar. Poll.Bull.* , 42. 1199-1207. En: VALIELA, I. (2006): *Global Coastal Change*. Ed. Blacwell&Publishing. Oxford. 367 pp.

SHEPARD F.P.; EMERY, K.O., y LAFOND, E.C. (1941): Rip Currents: a Process of Geological Importance. Ed. *J.Geology.* 49, 337-369 pp.

SHINN, Y.J.; CHOUGH, S.K.; KIM, J.W. y WOO, J. (2007): Development of depositional systems in the southeastern Yellow Sea during the postglacial transgression. *Marine Geology,* 239. 59–82 pp

SHORT, A.D. y HESP, P. (1982): Wave, heach and dune interactions in southeast Australia. *Marine Geology.* Vol. 48, 259-284 pp.

SHORT, A.D. y HOGAN C.L. (1994): Rip currents and Beach Hazards: Their Impact on Public Safety and Implications for Coastal Management. Ed. Coastal Hazards. *Journal Of Coastal. Research*.Spec.Iss. 12, 197-209 pp.

SHORT, A.D y TREMBANIS, A. C. (2004): Decadal scale patterns in beach oscillation and rotation Narrabeen Beac, Australia-Time series, PCA and Wavelet Analysis. *Journal of Coastal Research*. Vol. 20, Is 2, 523-532 pp.

SHORT, A.D. (2006): Australian beach systems—nature and distribution. *Journal of Coastal Research.* VOL. 22, is 1. 11-27 pp.

SHRESTHA, R. L.; CARTER, W. E.; SARTORI, M.; LUZUM, B. J. y SLATTON, K. C. (2005): Airborne Laser Swath Mapping: quantifying changes in sandy beaches over time scales of weeks to years. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*. Vol. 59, is 4, 222-232 pp.

SIMMONS, H. (2006): Discussion of: Pilkey, O.H. and Young, R.S., 2005, Ed.: Will hurricane Katrina impact shoreline management? Here's why it should. *Journal Of coastal Research*, Vol. 21, nº 6, iii-ix. *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, nº 4. 1010-1012 pp.

SLOSS, C.R.; MURRAY-WALLACE, C.V. y JONES. B.G. (2006): Aminostratigraphy of two Holocene wave-dominated barrier estuaries in southeastern Australia. *Journal of Coastal Research.* Vol. 22, Is 1. 113-136 pp.

SMITHERS, S.G,; HOPLEY, D. y PARNELL, K.E. (2006): Fringing and nearshore coral reefs of the Great Barrier Reef: episodic Holocene development and future prospects. *Journal of Coastal Research.* Vol. 22, Is l. 175-187 pp.

SOLOMON, S.M. (2005): Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie region, northwest territories, Canada. *Geo-Mar Lett*, Vol. 25, 127-137 pp.

SOLVAY, 1995: *Informe Medioambiental de 1994/1995*. Ed. SOLVAY. Inédito. Torrelavega.

SOMME, J. (1984): "Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles dans l´Europe de Nord-Ouest". *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quatern*., 17-19. 4-10 pp.

STANLEY, D.J. y CHEN, Z. (1998): Sea-level rise on eastern China's Yangtze delta. . *Journal Of coastal Research. Vol., 14 IS, 1. pág. 360*

STANLEY, D.J. y WARNE, A.G. (1998): Nile Delta in its destruction phase. *Journal of coastal Research*. Vol. 14, 794-825 pp.

STANLEY, J.-D. y BERNASCONI, M.P. (2006): Holocene depositional patterns and evolution in Alexandria's Eastern Harbor, Egypt, *Journal of Coastal Research. Vol.* 22, Is 2, 283-297 pp.

STEFANI, M. y VINCENZI, S. (2005):The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology*. Vol. 222-223, 19-48 pp.

STONE, G.W. (2004): Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics. *Marine Geology*. VOL. 210, 1-5 pp.

STOTT, J.K y DAVIS Jr., R. A. (2003): Geologic development and morphodynamics of Egmont Key, Florida. *Marine Geology*. Vol. 200, is 1-4, 61-77 pp.

STRAUS L.G.; CLARK G.A.; ALTUNA, J. y ORTEA J.A. (1980): Subsistencia en el N. de España durante la última glaciación. *Investigación y ciencia*, 47. pp-78-87;

SUANEZ, S.; FICHAUT, B.; SPARFEL, L. y POSTEC, A. (2006): Erosion dunaire et risques associés, le cas de la Plage du Vougot, (Guissény-Finistère). Natura 2000 et Contrat Nature. *Interactions Nature-société.* La Baulñe. 5 pp.

SUNAMURA, T. (1992): *The geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & sons. Londres. 302 pp.

SWCES, - *Southwest Washington Coastal Erosion Study* –(2003): http://translate.google.com/translate?hl=es&sl=en&u=http://www.ecy.wa.gov/programs/sea/swces/&prev=/search%3Fq%3DCOASTAL%2BEROSION%26hl%3Des%26lr%3D

TABEAUD, R (1996); *etude sur les séries météo-marines, les surcôtes marines et leurs impacts sur quelques sites littoraux à risques*. Ministère de l' Environnement. Paris. 1-122 pp.

TANNER. B.R.; PERFECT, E. y KELLEY, J.T. (2006): Fractal analysis of Maine's glaciated shoreline tests established coastal classification scheme. *Journal of Coastal Research. VOL.* 22, Is 5, 1300-1304 pp.

TASTET, J-P. (1998): Chronologie et cartographie d'un complexe donaire côtier holocène, l'exemple Aquitain du Nord-Médoc (France). *Quaternaire*, 9, Is. 3. 157-167 pp.

TENNISON, A (2005): *Holderness, The fastest eroding coastline in Europe.* http://www.fortunecity.com/greenfield/ecolodge/25/erosion.htm

TERÁN, M (1947): Vaqueros y cabañas en los Montes de Pas*. Revista de Estudios geográficos*. Madrid. 145-168 pp.

TERÁN DÍEZ, F.J.; ALONSO, I; QUINTANA, M y SAN MARTÍN, M (2005): *Montañas Pasiegas, el abandono de un sistema de vida. Asociación de turismo Rural de Cantabria.* Ed. Cantabria Tradicional S.L. 198 pp.

THC-THE HEINZ CENTER, (2000): *evaluation of erosion hazards*. Informe inédito. 305 Págs.

THOMALLA, F. y VINCENT, C.E. (2003): Beach response to shore-parallel breakwaters at Sea Palling, Norfolk, UK. *Estuarine Costal & Shelf Science*. Vol. 56, Is 2, 203-213 pp.

THOMAS, C.D.; CAMERON, A.; GREEN, R.E.; BAKENNES, M.; BEAUMONT L.J.; COLLINGHAM Y.C.; ERASMUS B.F.N.; DE SIQUEIRA M.F.; GRAINGER, A.; HANNAH, L.; HUGHES, L.; HUNTLEY, B.; VAN JAARSVEELD, A.S.; MIDGLEY, G.F.; MILES.; ORTEGA-HUERTA, M.A.; PETERSON A.T.; PHILLIPS, O-L- y WILLIAMS, S.E. (2004): Extintion risk from climate change. *Nature*, 427. 145-148 pp. En: BARD, E. (2006): *L'Home face au climat*. Collège de France. Ed. Odile-Jacob. 15-33 pp.

THORNTON, E.B.; SALLENGER, A.; SESTO, J.C.; EGLEY, L.; MCGEE, T. y PARSONS, R. (2006): Sand mining impacts on long-term dune erosion in southern Monterey Bay. *Marine Geology.* Vol. 229, 45-58 pp.

THORNTON, E.B.; MACMAHAN, J. y SALLENGER, A.H. Jr. (2007): Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes*. Marine Geology.* VOL. 240, 151-167 pp.

TOMILLO GARCÍA-ROVES, C. (1985). *Determinación y análisis de parámetros geomecánicos a partir de ensayos convencionales de campo y laboratorio, caracterización geomecánica de las facies Purbeck y Wealdense en el ámbito de la presa y embalse del río Pas (Cantabria).* Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad de Oviedo.

TRENHAILE, A.S. (1987*): The geomorphology of rock coasts*. Oxford Uiversity Press. Oxford. 393 pp.

TRENHAILE, A.S. (2002): "Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts". *Marine Geol*., 185. 341-361 pp.

TRENHAILE, A.S. (2005): Shore Platform Research: a progress report*. Procesos geomorfológicos y evolución costera.*Actas II Reunión de Gemorfología Litoral.Santiago de Compostela. Universidade de Santiago de Compostela.13-36 pp.

TRENHAILE, A.S. y KANYAYA, J.C. (2007): The role of wave erosion on sloping and horizontal platforms in Macro- and Mesotidal environments. *Journal Of coastal Research*, Vol. 23, nº 2. 298-309 pp.

TRUEBA AGUIRRE, J. (1949). *Valles del Besaya y del Pas: Memoria.* Ministerio de Agricultura, Madrid.

TSOAR, H.; BLUMBERG, D.G. y STOLER, Y. (2004): Elongation and migration of sand dunes.*Geomorphology*, Vol. 57, Is 3. 293-302 pp.

TUJINO, T. y MURAKAMI, F. (2006): Changes in planview geometry and erosion–deposition patterns along a channel–levee complex in the southern corner of the Kurile Basin, Okhotsk Sea. Marine Geology. Vol. 230, 127-146 pp.

UC-Universidad de Cantabria (2005): *Estudio integral de la cuenca del río Pas. Memoria*. Universidad de Cantabria y Consejería de Medio ambiente de Cantabria. 241 pp. http://www.emisarios.unican.es/dma/pas/Memoria%20General.pdf

UICN-Union Mundial por la Naturaleza, (2004): *Réduire la vulnérabilité de l'Afrique de l'Ouest aux impacts du climat sur les ressources en eau, les zones humides et la désertification*. GWP-UICN. Informe. 82 pp.

UNESCO(2007): *Environment and development in coastal regions and in small islands*. Series & Publication Titles. http://www.unesco.org/csi/publica.htm

URBAN, F.E.; COLE, J.E. y OVERPECK, J.T. (2000): Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record. *Nature.* Vol. .407. 989-993 pp.

URIARTE, A. (1995): Suspended Sediment Input of the Rivers of Guipúzcoa to the Continental Shelf. *ACTAS DEL IV COLOQUIO INTERNACIONAL SOBRE OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE VIZCAYA*. Santander 12-14 Abril de 1994. Ed. O. Cendrero- I. Olaso. 113-122 pp.

USGS, 2007: *imagen de acantilados en erosion en Drew Point, Alaska.* http://energy.usgs.gov/images/alaska/DrewPoint1LG.jpg

VALDEOLIVAS, G.; REÑÓN, J.L.; CEBALLOS, A.; PÉREZ, A.; ALONSO, J.L. y CASTAÑERA, V. (2001): La Picota. Guía de Plantas y Hongos. Ed. Mortera Verde. 251 pp.

VALIELA, I. (2006): *Global Coastal Change*. Ed. Blacwell&Publishing. Oxford. 367 pp.

VANCE, R.E.; WOLFE, S. y LANCASTER, N. (2005): Dune morphology and activity . *Geoindicator*. 1p.

VAN VUREN, S.; KOK, M. y JORISSEN, R.E. (2004): Coastal defense and societal activities in coastal zone: compatible or conflicting interests?. *Journal of Coastal Research.* Vol. 20, Is 2, 550-561 pp.

VASILIEV, A.; KANEVSKIY, M.; CHERKASHOV, G. y VANSHTEIN, B. (2005): Coastal dynamics at the Barents and Kara Sea key sites. *Geo-Mar Lett* . Vol. 25, 110-120 pp.

VAZ, G.G. y BANERJEE, P.K. (1997): Middle and late Holocene sea level changes in and around Pulicat Lagoon, Bay of Bengal, India. *Marine Geology,* 138. 261-271 pp.

VEGA HORMAECHEA, P. (2001). *Puente Viesgo en imágenes. Catálogo de un siglo en blanco y negro. Cantabria Tradicional,* Torrelavega, p. 52, fotografía nº 47

VEGA HORMAECHEA, P. (2003). *Puente Viesgo en imágenes: la historia continua. Catálogo de un siglo en blanco y negro (II*). Cantabria Tradicional, Torrelavega.

VEGA SANTOS, C.M. (1987). *Actualidad dialectal en Cantabria: el bajo Pas.* Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca. Salamanca.

VELLA, C.; FLEURY T-J.; RACCASI, G.; PROVANSAL, M.; SABATIER, F. y BOURCIER, M. (2005): Evolution of the Rhone delta plain in the Holocene. *Marine Geology*. VOL. 222–223, 235-265 pp.

VICIANA, A. (2001): Erosión costera en almería 1957-1995- *Textos y Ensayos*. *Inst. Estudios Almerienses.* Almería. 551 pp.

VIDAL, J.R.; BAO, R.; MOSQUERA, M.J. y SALAS, B. (1997): Pruebas de los cambios en el nivel del mar en el noroeste de la Península Ibérica después del último peíodo glaciar. 2º Simposio sobre el Margen Continental Ibérico-Alántico. Cádiz. 39-140 pp.

VILAS, F.; NOMBELA, M.A.; ALEJO, Y.; GARCÍA-GIL.; S., FERRERO, M., y PAZOS, M. (1993): Evaluación del estado actual de la línea de costa en las Rías Bajas*. III Congreso Cuaternario Ibérico. Coimbra*, Portugal, págs. 355-359 pp.

VILAS ,F Y ROLDÁN, E.(1.985). Caracterización de las Lagunas Costeras de Galicia. NW de la Península Ibérica. España. *I REUNIÓN DEL CUATERNARIO IBÉRICO*. Lisboa, 253-268 pp.

VILLEGAS LÓPEZ, R. (2002). Santiurde de Toranzo. Imágenes para el recuerdo. Cantabria Tradicional, Torrelavega.

VILLEGAS LÓPEZ, R. (2002). Santiurde de Toranzo. Imágenes para el recuerdo. Cantabria Tradicional, Torrelavega, p. 28, fotografía nº 42 (Bejorís. Estado en el que quedó el puente antiguo después de una gran riada. 26-10-1952).

VILLEGAS LÓPEZ, R. (2006). El Eco de Carriedo. Periódico semanal independiente. Vida y periodismo en un valle cántabro a finales del siglo XIX. Cantabria Tradicional, Torrelavega.

VOÏNOVITCH, I.A. (1988): *Analyse des Soils, roches et ciments*, Ed.-Masson. 348 pp.

WALKER, LJ.; HESP, P-A.: DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., y OLLERHEAD, J.(2006): Topographic steering of alongshore airflow over a vegetated foredune: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada. *Journal of Coastal Research.* Vol. 22, Is 5. 1278-1291 pp.

WANG, Y. (1998): Sea-level changes, human impacts and coastal responses in China. *Journal of Coastal Research*. Vol. 14, Is 1, 31-32 pp.

WANG, Z.; CHEN, Z., y TAO, J. (2006a): Clay mineral analysis of sediments in the Changjiang Delta Plain and its application to the Late Quaternary variations of sea level and sediment provenance. *Journal of Coastal Research,* 22, Is, 3. 683-691 pp.

WANG, P.; KIRBY, J.H.; HABER, J.D.; HORWITZ, M.H.; KNORR, P.O. y KROCK, J.R. (2006b): Morphological and sedimentological impacts of hurricane Ivan and immediate poststorm beach recovery along the Northwestern Florida Barrier-Island Coast. *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, nº 6. 1382-1402 pp.

WANG, H.; YANG. Z.; LI, G., y JIANG, W. (2006c): Wave Climate Modeling on the Abandoned Huanghe (Yellow River) Delta Lobe and Related Deltaic Erosion. *Journal of Coastal Research, Vol.* 22, Is 4, 906-918 pp.

WCP, (2005): http://www.waterwayscaravanpark.co.uk/blue/history.html

WIGGS, G. F.S. (2001): Desert dune processes and dynamics. *Progress in Physical Geography*, 25 53-79 pp.

WILKINS, D.E. y FORD, R.L. (2007): Nearest neighbor methods applied to dune field organization: The Coral Pink Sand Dunes, Kane County, Utah, USA. *Geomorphology,* Vol. 83, Is 1-2, 48-57 pp.

WILLIAMS,D.M. y HALL, A.M. (2004): Cliff-top megaclast deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic—storms or tsunamis?. *Marine Geology*. VOL. 206, 101-117 pp.

WINTER, C. y BARTHOLOMÄ, A. (2006):"Coastal dynamics and human impact: south-eastern North Sea, an overview. *Geo-Mar Lett*. Vol. 26, 121-124 pp.

WOODROFFE, C.D.; MCLEAN, R.F.; SMITHERS, S.G. y LAWSON, L.M. (1999): Atoll reef-island formation and response to sea-level change: West Island, Cocos_Keeling/Islands. *Marine Geology*. VOL. 160, 85-104 pp.

WOODROFFE, C.D.; KENNEDY, D.M.; BROOKE, B.P., y DICKSON, M.E. (2006): Geomorphological evolution of Lord Howe Island and carhonate production at the latitudinal limit to reef growth. *Journal of Coastal Research. Vol.* 22, Is 1, 188-201 pp.

WOOLARD, J.W. y COLBY, J.D. (2002):Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina. *Geomorphology*, Vol. 48, Is 1. 269-287 pp.

WONG, P.P. (2003): Where have all the beaches gone? Coastal erosion in the tropics. *Singapore Journal of Tropical Geography*; Vol., 24 Is 1, 111-132 pp.

WORK, P.A.; FEHRENBACHER, F. y VOULGARIS, G. (2004): Nearshore impacts of dredging Beach Nourishment. *Journal of Waterway, Port, Coastal & Ocean Engineering*. Vol. 130, Is 6, 303-311 pp.

WRIGHT, D. y SHORT, A.D. (1984): Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches. *Marine Geology*, 56. 93-118 pp.

WYAS, (2007): *Yorkshire Coast and Humber Estuary RCZAS NMP*
http://www.english-heritage.org.uk/server/show/nav.00100200300400200100d

WYRTKI, K. (1990): Sea level rise: The facts and the future. *Pac. Sci*, 44. 1-16 pp. . En: VALIELA, I. (2006): *Global Coastal Change*. Ed. Blacwell&Publishing. Oxford. 367 pp.

BALOUIN, Y. y HOWA, H. (2002): Sediment transport pattern at the Barra Nova inlet, south Portugal: a conceptual model. *Geo-Marine Letters* – Springer. 21, Is, 4. 226–235 pp.

YAZDANI, N; TOWNSAND, T; y KILCOLLINS, D. (2006): Construction aspects of in-home Hurricane wind sholter rooms. *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, nº 4. 862-871 pp.

YEPES, V. y MEDINA J.R. (2005): Land use tourism models in Spanish Coastal Areas. A case study of the Valencia Region. *Journal of Coastal Research, SI, 49.*83-88 pp.

YING, W (1998): Sea Level Changes, human impacts and coastal responses in China. *Journal of Coastal Research,* 14, Is, 1. 31 pp.

YOKOYAMA, Y., PURCELL, A., MARSHALL, J. F. y K. LAMBECK. (2006). Sea-level during the early deglaciation period in the Great Barrier Reef, Australia. *Global and Planetary Change,*53, (1-2). 147-153 pp.

YOUNG, A.P. y ASHFORD, S.A (2006): Application of airborne LIDAR for seacliff volumetric change and beach sediment budget contributions. *Journal of Coastal Research,* 22, Is, 2. 307-318 pp.

YOUNG, R.S y PILKEY, O.H. (2006): Reply to simmons, H., 2006, Will hurricane Katrina impact shoreline management? Here's why it should in *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, nº 4. 1010-1012 pp. *Journal Of coastal Research*, Vol. 22, nº 4. pág. 1013.

ZAZO, C.; GOY, J-L.; SOMOZA, L.; DABRIO, C-J.; BELLUOMINI, G.; IMPROTA, S.; LARIO, J.; BARDAJI, T. y SILVA P-G. (1994): Holocene sequence of sea-level Fluctuation in relation to climatic trenes in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of coastal Research. Vol., 10, Is., 4.* 933-945 pp.

ZAZO, C., GOY, J.L., DABRIO C.J., BARDAJÍ, T., HILLAIRE-MARCEL, C., GHALEB, B., GONZÁLEZ DELGADO, J.A. y SOLER, V. (2003): Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geol*., 194.103-133 pp.

ZAZO, C.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; HILLAIRE-MARCEL, C.; GHALEB, B.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T. y GONZÁLEZ, A. (1999): Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (South Spain). *Tectonophysics*, 301. 95-109 pp.

ZERBINI, S. (2000): Regional and local sea level variations. In: *Sea Level Change and Coastal processes. Implications for Europe*. D. Smith, S.B. Raper, S. Zerbini and A. Sanchez Arcilla (Eds). European Commission, págs. 81-133.

ZHANG, K.; DOUGLAS, B. y LEATHERMAN, S. (2002): Do storms cause long-term beach erosion along the U.S. East Barrier Coast?. *Journal of Geology*. Vol. 110, Is 4, 493-503 pp.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE MADRID

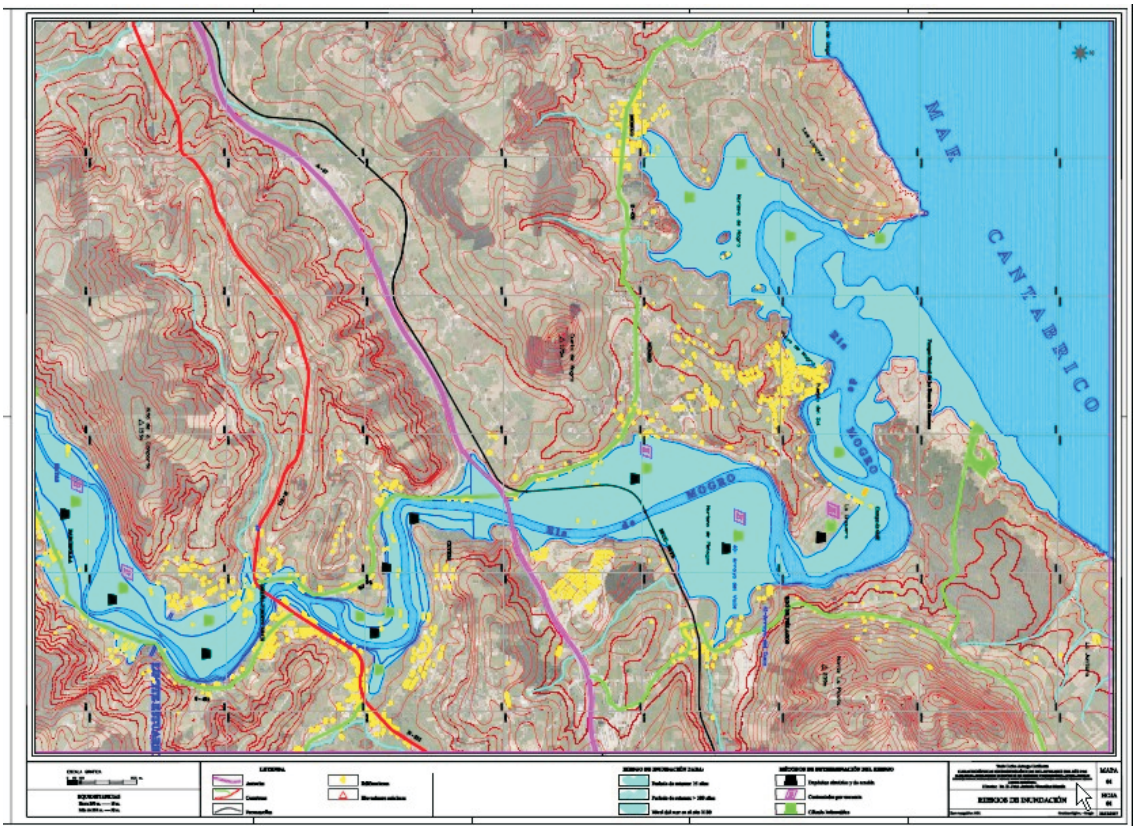
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA

MADRID, CURSO 2007-2008

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA): ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

Tesis Doctoral que presenta
Carlos Arteaga Cardineau

VOLUMEN IV



Dirigida por el Profesor Doctor
D. **Juan Antonio González Martín**

VOLUMEN IV

ANEXO DE MAPAS Y DESPLEGABLES:

MAPA-1.

RIESGOS DE INUNDACIÓN: HOJAS 1, 2 Y 3.

MAPA-2.

CONTAMINACIÓN DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

MAPA-3.

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS: HOJAS 1, 2, 3, 4 Y 5.

DESPLEGABLES: Altura máx. Oleaje y velocidad máx. racha de viento.

Año 1995 - HOJA 1.

Año 2000 - HOJA 2.

Año 2001 - HOJA 3.

MAR CANTABRICO

Ría de MOGRO

LIMITE ESTUARICO

MOGRO

Marisma de Mogro

Las Lanchas

Playa de Mogro

Pueblo del Sol

Parque Natural de las Dunas de Liencres

Cueto de Mogro
△ 175m

Alto de la Comporta
△ 155m

Marisma de Pielagos

40-Arroyo del Valle

41-Arroyo del Cueo

BOO DE PIELAGOS

La Urquera

Campo de Golf

Monte La Picota
△ 239m

La Juntana

CUTIOS

BARCENILLA

PUENTE ARCE

PEÑAS

S-472

S-470

S-492

N-611

FFCC-FEVE

ESCALA GRAFICA
0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS
Hasta 250 m. —— 10 m.
Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA
- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

RIESGO DE INUNDACIÓN PARA:
- Período de retorno: 15 años
- Período de retorno: > 100 años
- Nivel del mar en el año 2100

MÉTODOS DE DETERMINACIÓN DEL RIESGO
- Depósitos aluviales y de crecida
- E — Contrastadas por encuesta
- Cálculo Informático

Tesis Carlos Arteaga Cardineau
CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.
Director: Dr. D. Juan Antonio González Martín

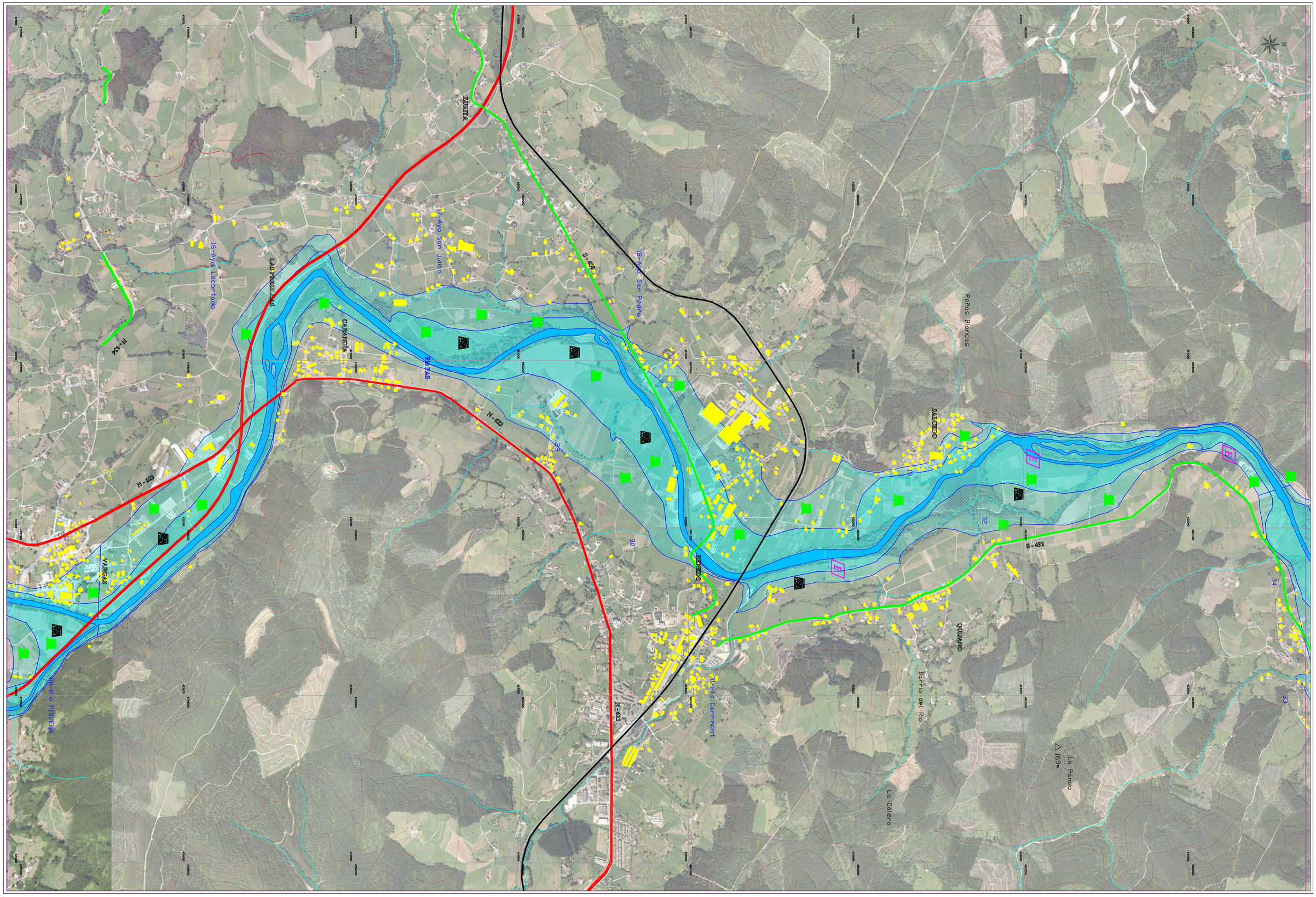
RIESGOS DE INUNDACIÓN

MAPA 01

HOJA 01

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google

21/11/2007



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

RIESGO DE INUNDACIÓN PARA:

- Período de retorno: 15 años
- Período de retorno: > 100 años
- Nivel del mar en el año 2100

MÉTODOS DE DETERMINACIÓN DEL RIESGO

- Depósitos aluviales y de crecida
- Contrastadas por encuesta
- Cálculo Informático

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

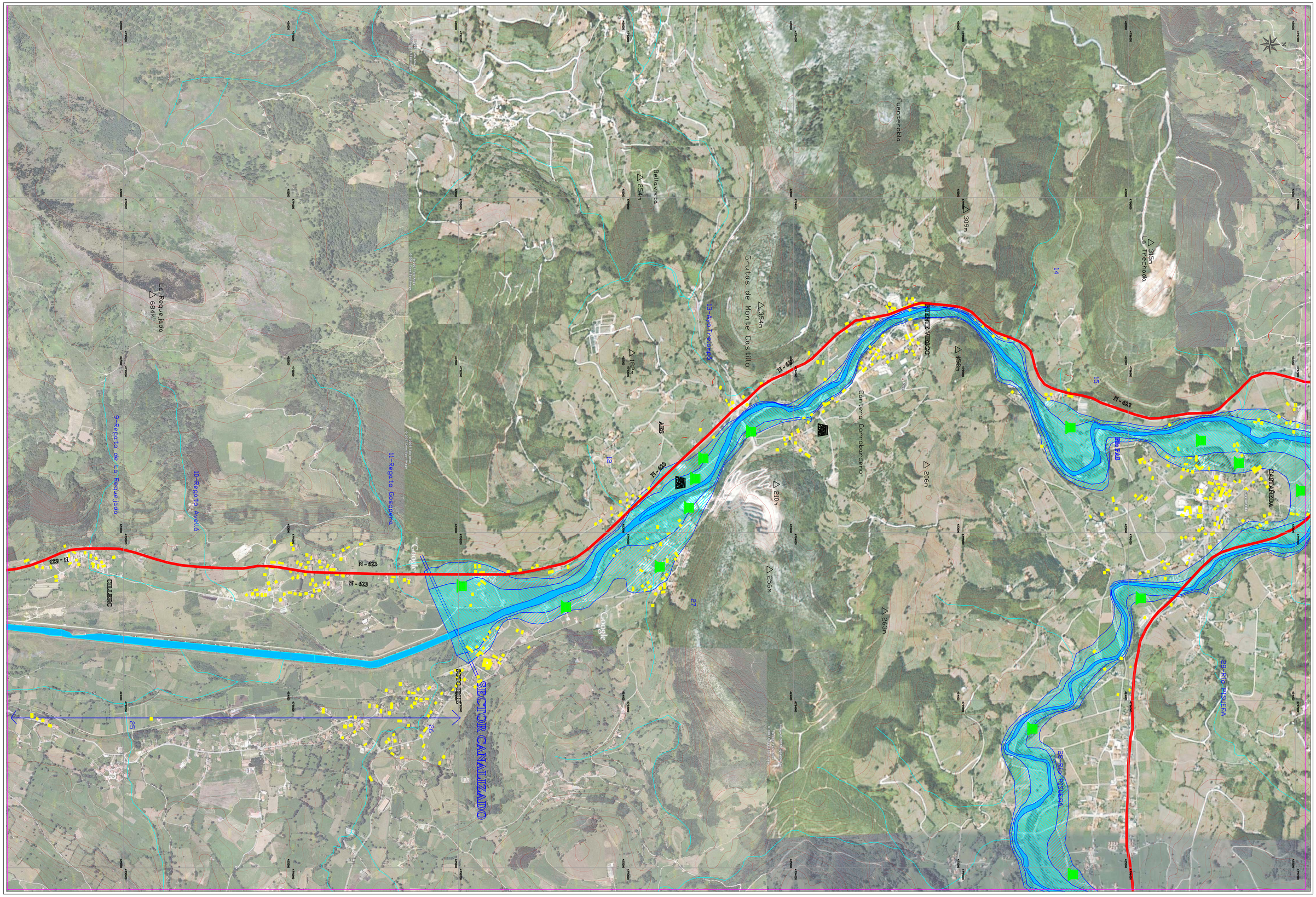
Director: Dr. D. Jesús Antonio González Martín

MAPA 01

RIESGOS DE INUNDACIÓN

HOJA 02

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

RIESGO DE INUNDACIÓN PARA:

- Período de retorno: 15 años
- Período de retorno: > 100 años
- Nivel del mar en el año 2100

MÉTODOS DE DETERMINACIÓN DEL RIESGO

- Depósitos aluviales y de crecida
- [E] Contrastadas por encuesta
- Cálculo Informático

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA) ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

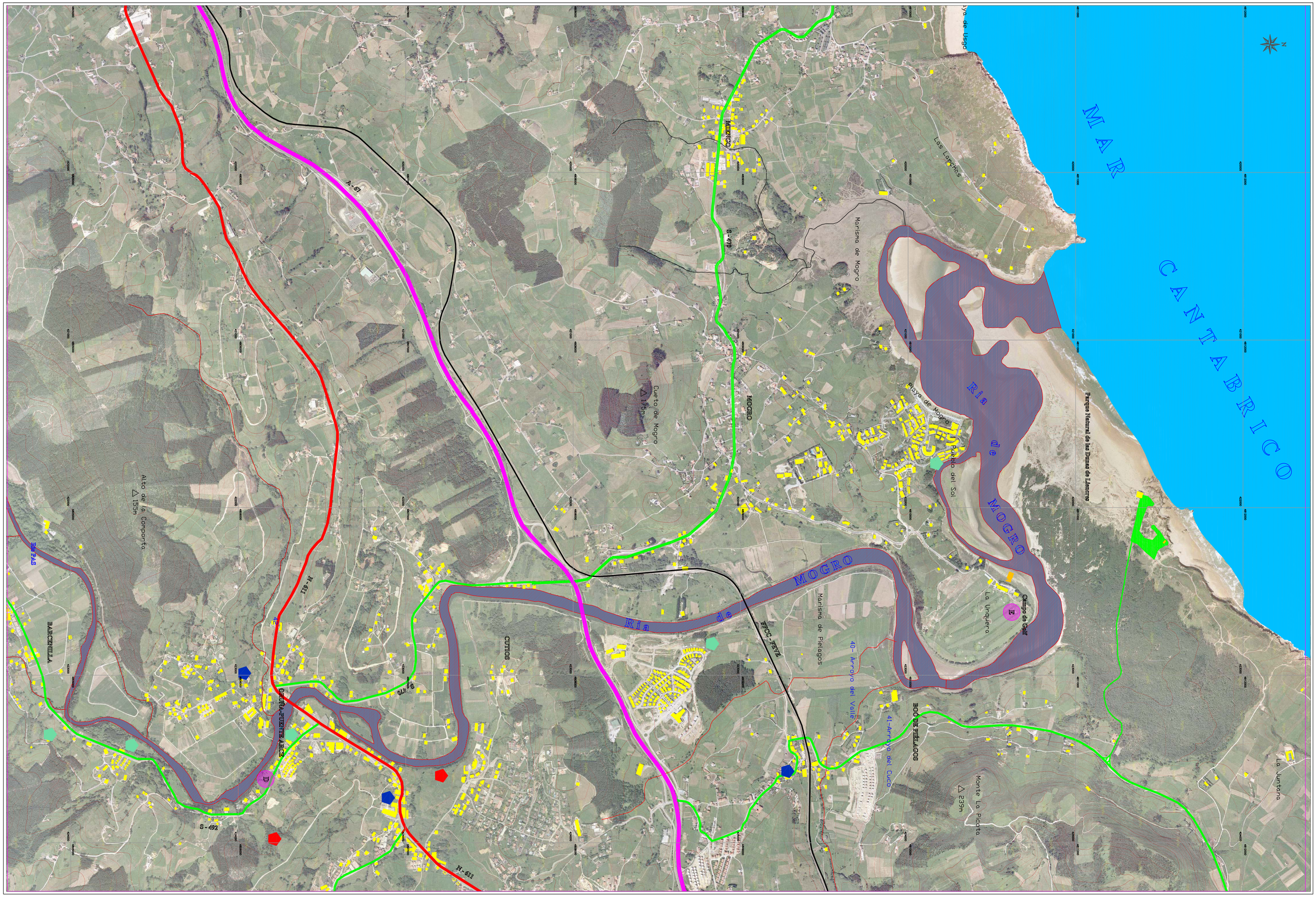
Director: Dr. D. Juan Antonio González Martín

MAPA 01

RIESGOS DE INUNDACIÓN

HOJA 03

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007



ESCALA GRAFICA
0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS
Hasta 250 m. —— 10 m.
Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA
- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

CONTAMINACIÓN DEL RÍO:
- Calidad del agua: BUENA
- Calidad del agua: ACEPTABLE
- AGUAS CONTAMINADAS

CONTAMINACIÓN ARROYOS:
- Calidad: ACEPTABLE
- Arroyo CONTAMINADO
- Desconocida (Sin medicion)

TIPOS DE VERTIDO:
- Contaminación GANADERA
- Contaminación URBANA
- Contaminación INDUSTRIAL o de CANTERAS

PUNTOS DE MUESTREO EN EL RÍO
A B C D E

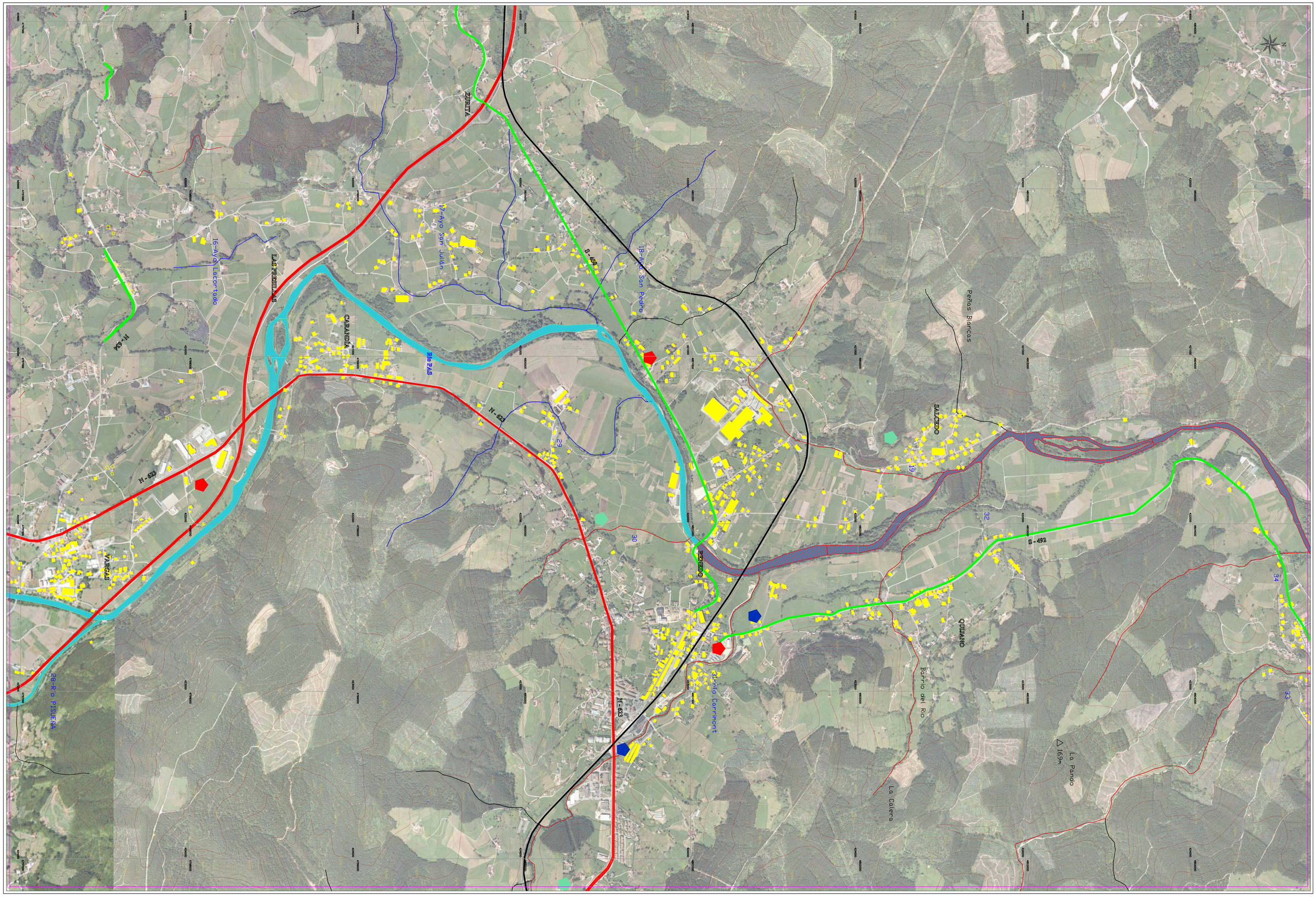
Tesis Carlos Arteaga Cardineau
CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA) ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.
Director: Dr. D. Juan Antonio González Martín

MAPA 02

CONTAMINACION DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS

HOJA 01

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

CONTAMINACIÓN DEL RÍO:

- Calidad del agua: BUENA
- Calidad del agua: ACEPTABLE
- AGUAS CONTAMINADAS

CONTAMINACIÓN ARROYOS:

- Calidad: ACEPTABLE
- Arroyo CONTAMINADO
- Desconocida (Sin medicion)

TIPOS DE VERTIDO:

- Contaminación GANADERA
- Contaminación URBANA
- Contaminación INDUSTRIAL o de CANTERAS

PUNTOS DE MUESTREO EN EL RÍO

A B C D E

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES INDUCIDAS EN SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

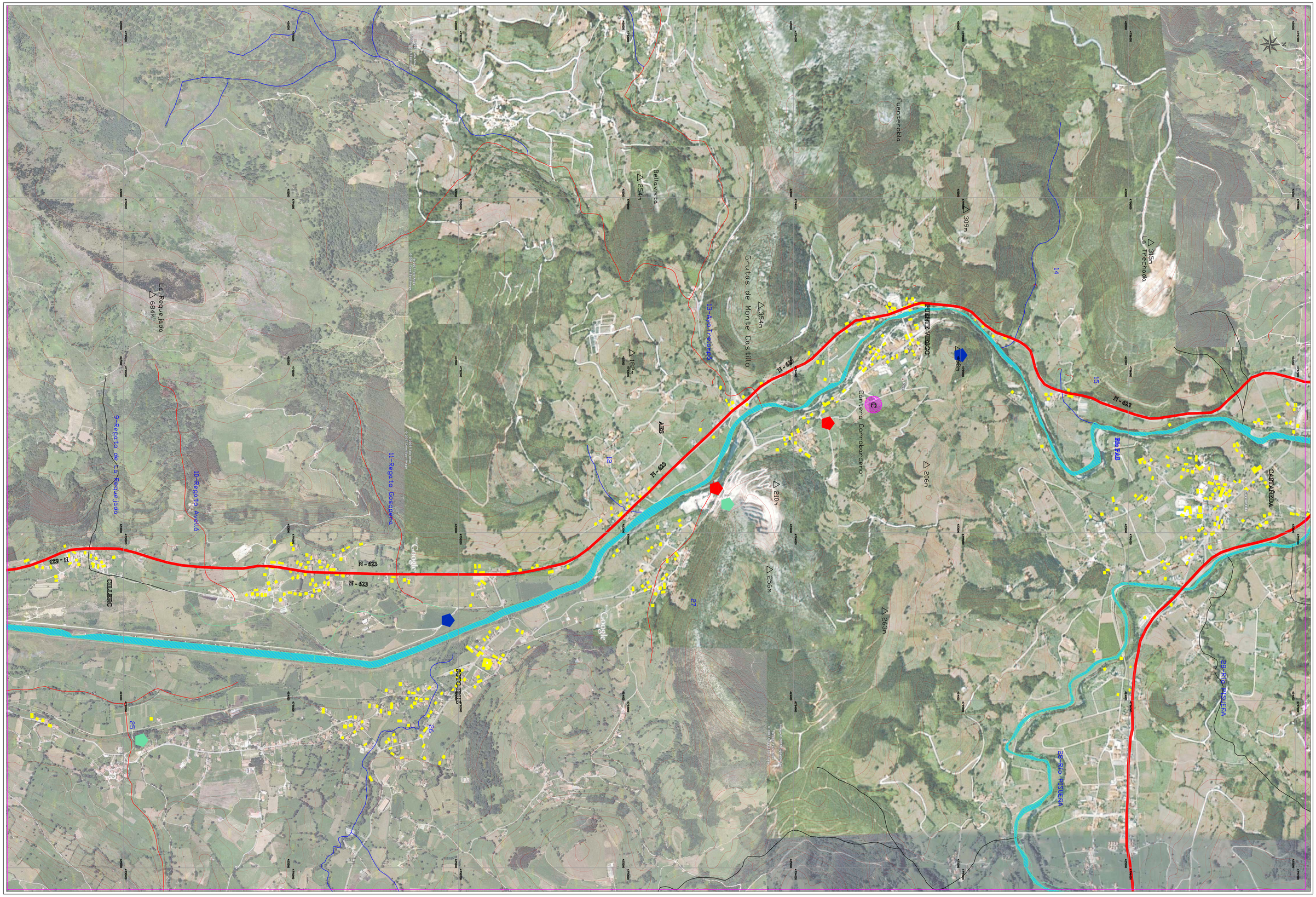
Director: Dr. D. Jesús Antonio González Martín

MAPA 02

CONTAMINACION DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS

HOJA 02

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

CONTAMINACIÓN DEL RÍO:

- Calidad del agua: BUENA
- Calidad del agua: ACEPTABLE
- AGUAS CONTAMINADAS

CONTAMINACIÓN ARROYOS:

- Calidad: ACEPTABLE
- Arroyo CONTAMINADO
- Desconocida (Sin medicion)

TIPOS DE VERTIDO:

- Contaminación GANADERA
- Contaminación URBANA
- Contaminación INDUSTRIAL o de CANTERAS

PUNTOS DE MUESTREO EN EL RÍO

A B C D E

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

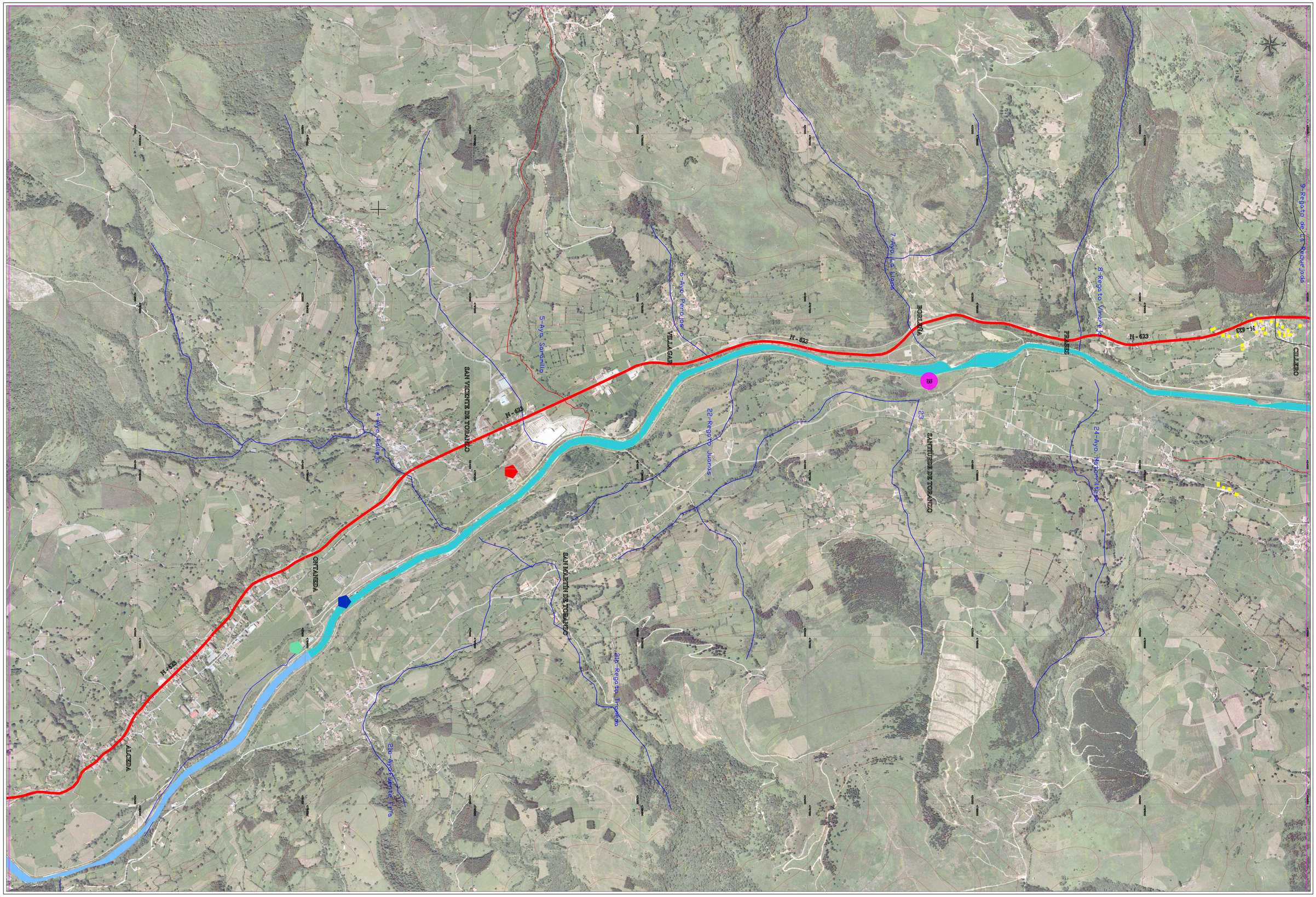
Director: Dr. D. Jesús Antonio González Martín

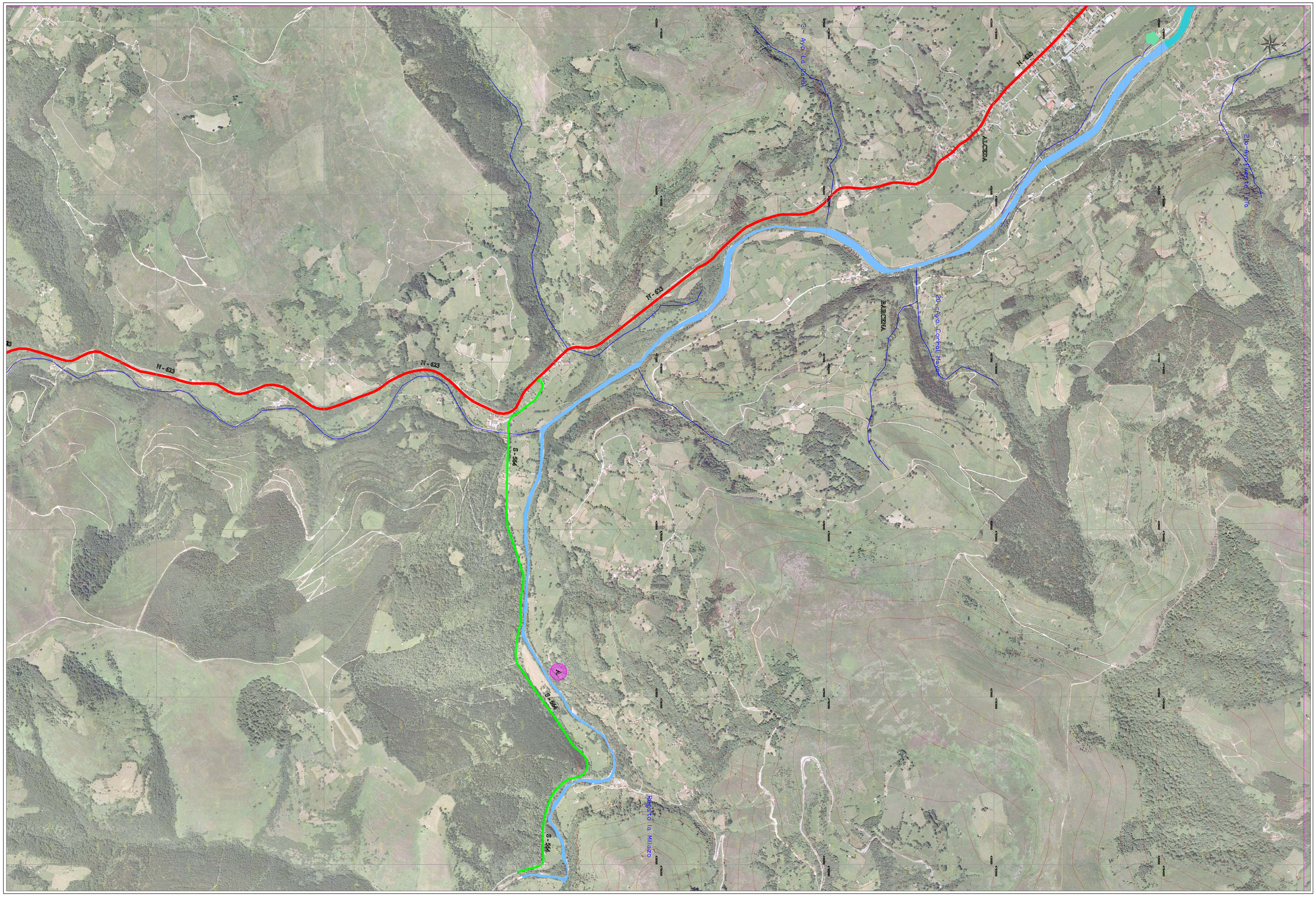
MAPA 02

CONTAMINACION DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS

HOJA 03

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007


N-623
N-623
N-623



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. — 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

CONTAMINACIÓN DEL RÍO:

- Calidad del agua: BUENA
- Calidad del agua: ACEPTABLE
- AGUAS CONTAMINADAS

CONTAMINACIÓN ARROYOS:

- Calidad: ACEPTABLE
- Arroyo CONTAMINADO
- Desconocida (Sin medicion)

TIPOS DE VERTIDO:

- Contaminación GANADERA
- Contaminación URBANA
- Contaminación INDUSTRIAL o de CANTERAS

PUNTOS DE MUESTREO EN EL RÍO

A B C D E

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

Director: Dr. D. Jesús Antonio González Martín

CONTAMINACION DEL RÍO PAS Y DE SUS EMISARIOS

MAPA 02

HOJA 05

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007

MAR CANTABRICO

Ría de MOGRO

Playa de Usgo

Las Lanchas

Marisma de Mogro

Playa de Mogro

Pueblo del Sol

Parque Natural de las Dunas de Liencres

MOGRO

Cueto de Mogro
175m

Alto de la Corporta
155m

A-67

S-472

N-611

BARCENILLA

CUTIOS

S-476

CAMPIA-PUENTE ARCE

S-492

FFCC-RENTE

Marisma de Pielagos

40- Arroyo del Valle

41-Arroyo del Cuco

BOCA DE PIELAGOS

La Urquiera

Campo de Golf

Monte La Picota
239m

La Juntera

ESCALA GRAFICA
0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS
Hasta 250 m. —— 10 m.
Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA
- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

APORTE DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS
- Emisarios con aportes CONSTANTES

PUNTOS DE MUESTREO DE GRANULOMETRÍA
1. ENTRAMBASMESTAS-1
2. ENTRAMBASMESTAS-2
3. PUENTE FERROCARRIL
4. BORLEÑA
5. PUENTE VIESGO
6. VARGAS
7. RENEDO
8. BARCENILLA

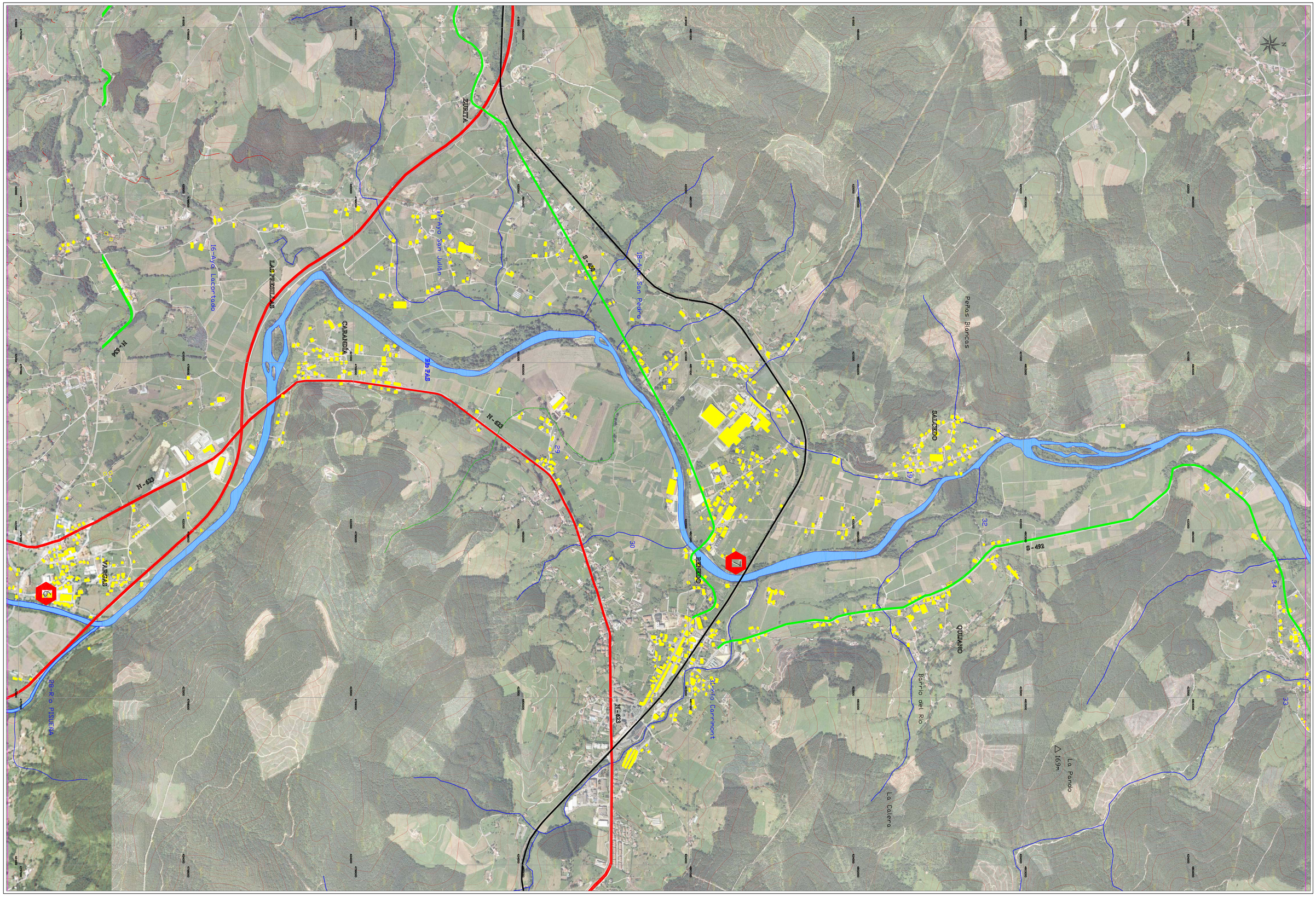
Tesis Carlos Arteaga Cardineau
CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA): ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.
Director: Dr. D. Juan Antonio González Martín

MAPA 03

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS

HOJA 01

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

APORTE DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS

- Emisarios con aportes CONSTANTES

PUNTOS DE MUESTREO DE GRANULOMETRÍA

1. ENTRAMBASMESTAS-1
2. ENTRAMBASMESTAS-2
3. PUENTE FERROCARRIL
4. BORLEÑA
5. PUENTE VIESGO
6. VARGAS
7. RENEDO
8. BARCENILLA

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

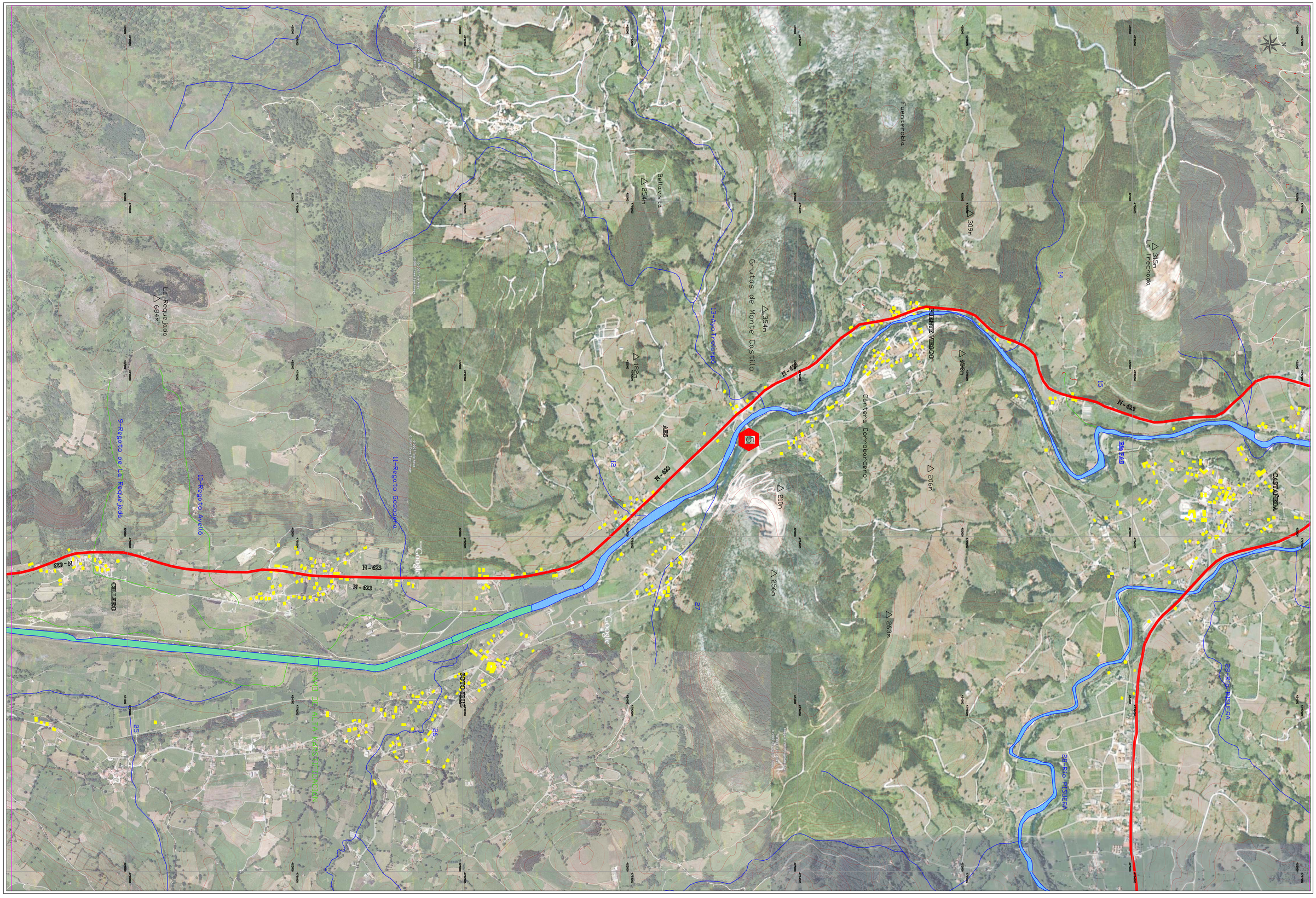
Director: Dr. D. Jesús Antonio González Martín

MAPA 03

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS

HOJA 02

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. —— 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

APORTE DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS

- Emisarios con aportes CONSTANTES

PUNTOS DE MUESTREO DE GRANULOMETRÍA

1. ENTRAMBASMESTAS-1
2. ENTRAMBASMESTAS-2
3. PUENTE FERROCARRIL
4. BORLEÑA
5. PUENTE VIESGO
6. VARGAS
7. RENEDO
8. BARCENILLA

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

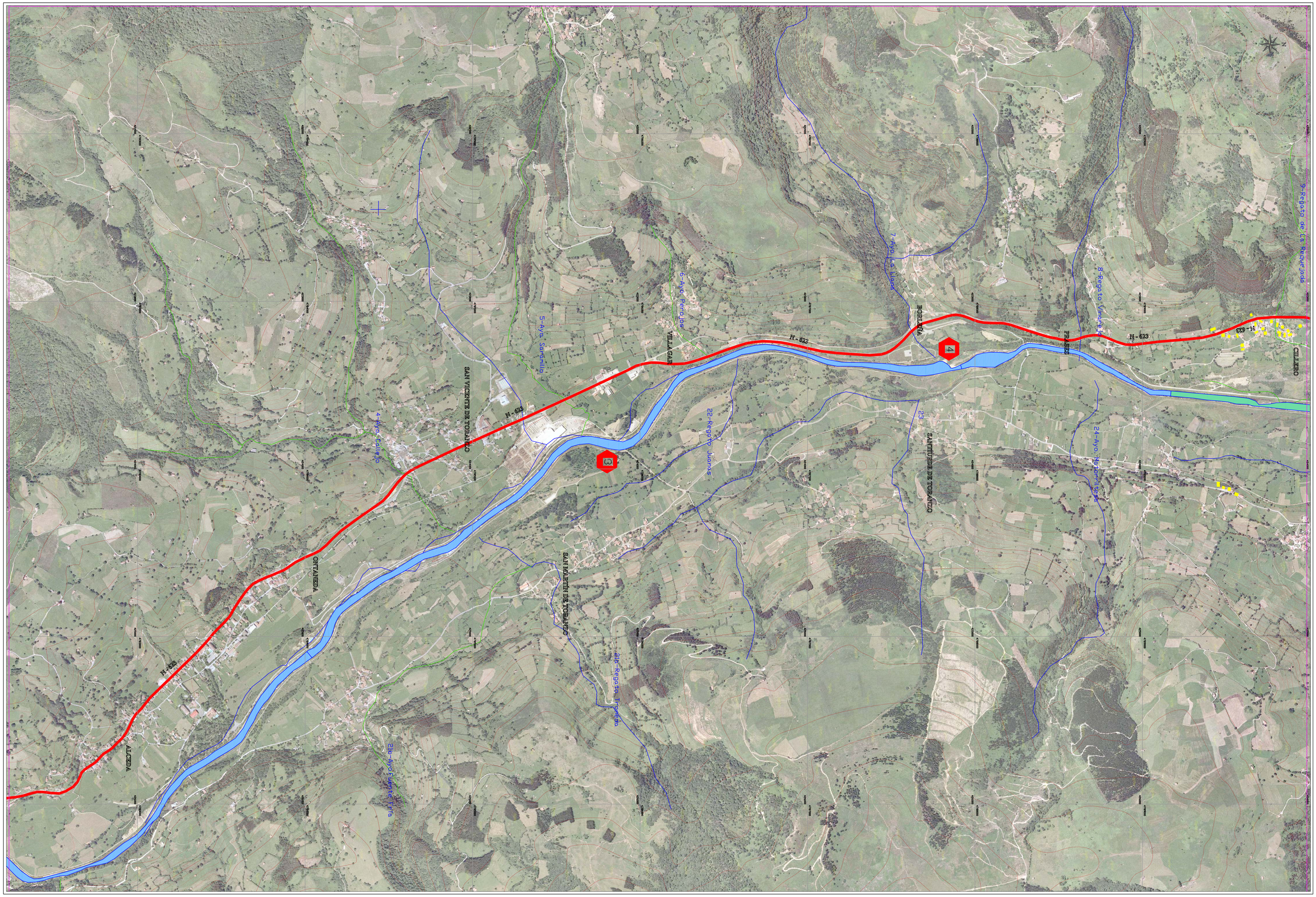
Director: Dr. D. Jesús Antonio González Martín

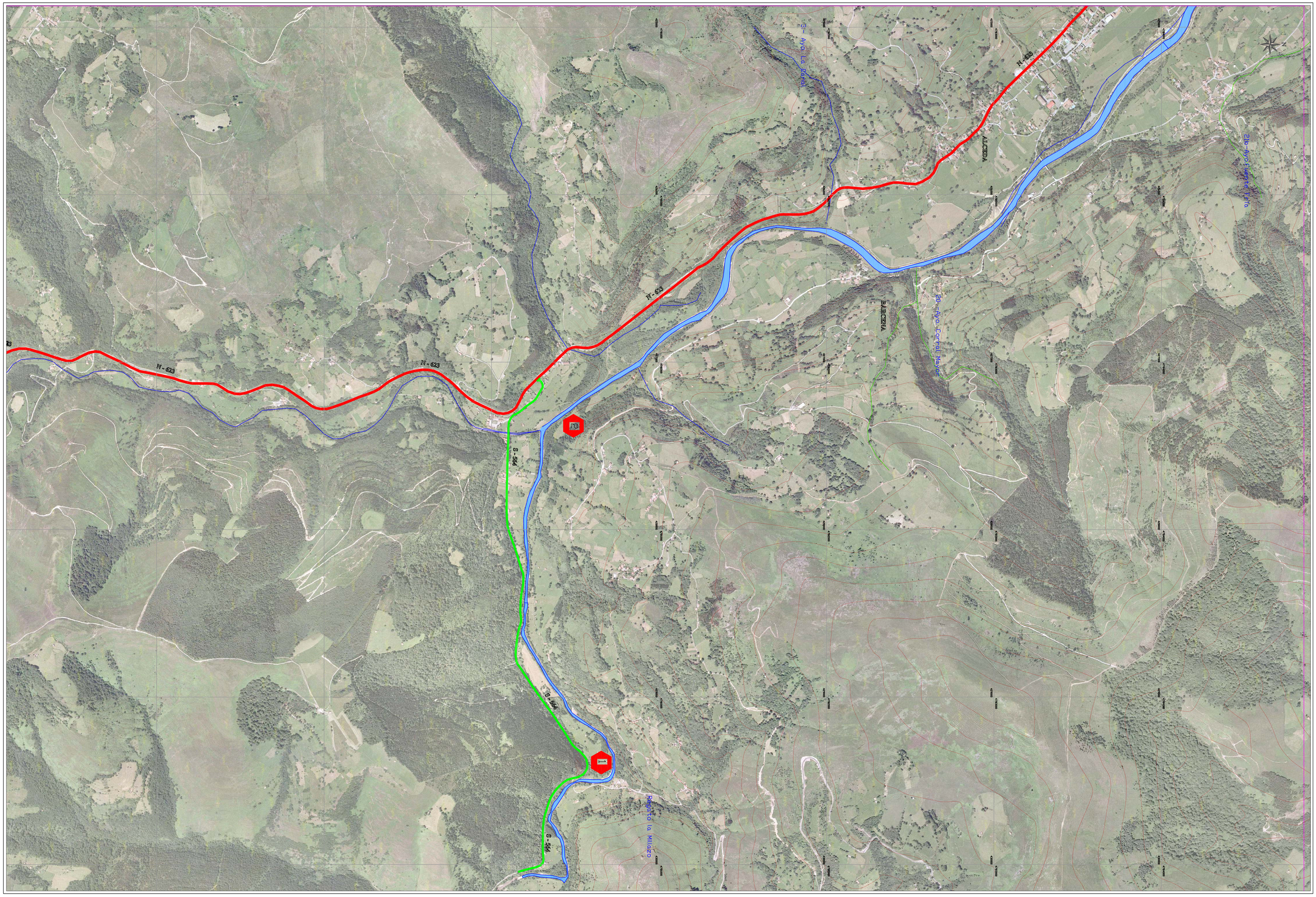
MAPA 03

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS

HOJA 03

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007


N-623
N-623
N-623



ESCALA GRAFICA

0 50 100 500 m.

EQUIDISTANCIAS

Hasta 250 m. —— 10 m.

Más de 250 m. — 50 m.

LEYENDA

- Autovías
- Carreteras
- Ferrocarriles
- Edificaciones
- Elevaciones máximas

APORTE DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS

- Emisarios con aportes CONSTANTES

PUNTOS DE MUESTREO DE GRANULOMETRÍA

1. ENTRAMBASMESTAS-1
2. ENTRAMBASMESTAS-2
3. PUENTE FERROCARRIL
4. BORLEÑA
5. PUENTE VIESGO
6. VARGAS
7. RENEDO
8. BARCENILLA

Tesis Carlos Arteaga Cardineau

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL ESTUARIO DEL RÍO PAS (CANTABRIA). ALTERACIONES RECIENTES DE SUS DINÁMICAS Y PROBLEMÁTICA ACTUAL ANTE LOS EFECTOS DE LAS INUNDACIONES Y DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR PROVOCADAS POR EL CAMBIO CLIMÁTICO.

Director: Dr. D. Jesús Antonio González Martín

MAPA 03

TENDENCIAS DEL CAUDAL DE LOS EMISARIOS DEL RÍO PAS

HOJA 05

Base topográfica: IGN. Ortofoto: SigPac. - Google 21/11/2007

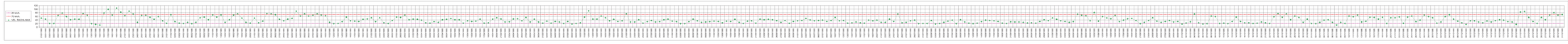
DESPLEGABLE 1

DESPLEGABLE 1

ALTURA MAXIMA DIARIA REGISTRADA EN BILBAO Y GUIÓN DURANTE EL AÑO 1995

1995

VELOCIDAD (km/h) DE LA RACHA DE VIENTO MAX. DIARIA REGISTRADA EN PARAYAS DURANTE EL AÑO 1995



Nota Cortes Integral Cantabria

CARACTERISTICAS ESTACIONES BUOY (A MAS DATOS ABRIR HOJA Excel)
ANEMOMETRO SOBRE BOYAS REGISTRA DE 10 EN 10 MIN LA VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DE LA RACHA MAXIMA DE VIENTO DURANTE LOS 10 MIN ANTERIORES A LA HORA SIGNADA

Altura mín. Ola(p) y velocidad máx. racha de viento 1995

HOJA 01

DESPLEGABLE 2

DESPLEGABLE 2

ALTURA MAXIMA DIARIA REGISTRADA EN BILBAO Y GUIÓN DURANTE EL AÑO 2000

2000

VELOCIDAD (km/h) DE LA RACHA DE VIENTO MAX. DIARIA REGISTRADA EN PARAYAS DURANTE EL AÑO 2000

Nota Cortes Integral Cantabria

CARACTERISTICAS ESTACIONES BUOY (A MAS DATOS ABRIR HOJA Excel)
ANEMOMETRO SOBRE BOYAS REGISTRA DE 10 EN 10 MIN LA VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DE LA RACHA MAXIMA DE VIENTO DURANTE LOS 10 MIN ANTERIORES A LA HORA SIGNADA

Altura mín. Ola(p) y velocidad máx. racha de viento 2000

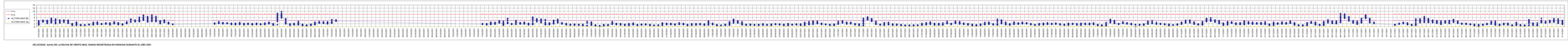
HOJA 02

DESPLEGABLE 3

DESPLEGABLE 3

ALTURA MAXIMA DIARIA REGISTRADA EN BILBAO (NO HAY DATOS DE GUIÓN) DURANTE EL AÑO 2001

2001



VELOCIDAD (km/h) DE LA RACHA DE VIENTO MAX. DIARIA REGISTRADA EN PARAYAS DURANTE EL AÑO 2001

Nota Cortes Integral Cantabria

CARACTERISTICAS ESTACIONES BUOY (A MAS DATOS ABRIR HOJA Excel)
ANEMOMETRO SOBRE BOYAS REGISTRA DE 10 EN 10 MIN LA VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DE LA RACHA MAXIMA DE VIENTO DURANTE LOS 10 MIN ANTERIORES A LA HORA SIGNADA

Altura mín. Ola(p) y velocidad máx. racha de viento 2001

HOJA 03